Capítulo 3: Análisis litológico y litogeoquímico

3.1) Introducción

En el presente capítulo se realizará un análisis de las facies y microfacies de los depósitos del Ciclo Precuyano y del Cuyano basal. Asimismo, se hará una caracterización litogeoquímica de las rocas volcánicas y piroclásticas del Ciclo Precuyano. La información necesaria y para el desarrollo de esta tarea se obtuvo durante el levantamiento sistemático de columnas estratigráficas de detalle en sitios clave. Durante el relevamiento de las columnas se describieron una gran cantidad de litofacies volcánicas, piroclásticas y sedimentarias. La variedad de tipos litológicos y genéticos hizo necesario su estudio por medio de un modelo jerárquico que permitió avanzar con los objetivos propuestos: el modelo de facies.

El modelo de facies como es comprendido hoy en día, involucra una síntesis de la información de los ambientes depositacionales actuales y antiguos en un esfuerzo por entender la naturaleza, la escala, la heterogeneidad y los controles físicos de los procesos intervinientes en cada ambiente sedimentario (Walker, 2006). Esta herramienta se ha utilizado para ambientes volcánicos desde fines de los 80´ (Cas y Wright, 1987), y usualmente utilizada para la descripción e interpretación de ambientes sedimentarios (Walker, 1984; Reading y Levell, 2002 y Walker, 2006). Según Walker (2006), los pasos a seguir para construir un modelo de facies son los siguientes: 1) describir detalladamente y subdividir la unidad estratigráfica en un conjunto de facies descriptivas, luego interpretadas desde el punto de vista hidrodinámico y genético; 2) agrupar las facies dentro de asociaciones de facies relacionadas genéticamente, teniendo en cuenta las superficies que las limitan; 3) unir los elementos depositacionales dentro de un marco tridimensional; 4) realizar una interpretación preliminar de los elementos depositacionales y 5) comparar los elementos depositacionales con modelos de facies preexistentes.

A continuación se efectuará una descripción detallada e interpretación de las facies y microfacies identificadas para el Ciclo Precuyano y el Cuyano basal. De la misma forma, se realizará un análisis litogeoquímico teniendo en cuenta las sugerencias de la *IUGS* (Le Bas y Streckeisen, 1991), la cual propone la discriminación química como la única clasificación confiable para las rocas volcánicas y piroclásticas. Finalizado este capítulo se habrá avanzado con la caracterización dinámica y composicional de las facies sedimentarias y piroclásticas y química de las rocas volcánicas. En el capítulo subsiguiente se establecerán las diferentes asociaciones de facies dentro de un marco tridimensional y se hará la interpretación depositacional de las diferentes unidades de acumulación identificadas para el relleno.

3.2) Análisis de las litofacies

En el presente inciso se realizará la descripción e interpretación de las litofacies contenidas dentro del Ciclo Precuyano y de las litofacies basales del Ciclo Cuyano. Es importante destacar que si bien Gulisano y Pando (1981) han efectuado un análisis facial de las secuencias en estudio, este trabajo propone un detalle y profundización que no fue contemplado en la contribución de los autores citados. A los efectos de realizar modelos predictivos de facies, se definirán e interpretarán las facies volcánicas, piroclásticas y sedimentarias sobre la base de la observación objetiva y pormenorizada de sus atributos -litología, estructura, geometría, escala, grado de bioturbación y presencia de fósiles- (Miall, 1996; Reading y Levell, 2002; Miall, 2006; Walker, 2006). Cabe aclarar que para la definición de las facies de rocas volcánicas y piroclásticas, a los atributos anteriores, se suman: la composición, el tipo y grado de fragmentación y el tipo y grado de alteración (Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987; Mc Phie *et al.*, 1993 y Németh y Ulrike, 2007).

3.2.1) Terminología y organización de las litofacies

La utilización del "modelo de facies" a secuencias volcano-sedimentarias no es común. La coexistencia de depósitos lávicos, piroclásticos y sedimentarios, sumado a la dificultad que a menudo se presenta para distinguir entre depósitos primarios de secundarios, hacen dificil la utilización de este modelo. En estos sitios, grandes volúmenes de materiales son aportados en cortos periodos de tiempo, a través mecanismos de transporte y depositación que no son habituales en los ambientes sedimentarios frecuentes, obstaculizando la interpretación fluidodinámica de las facies (Smith, 1991; Smith y Lowe, 1991; Mc Phie *et al.*, 1993; Orton, 2002; Németh y Ulrike, 2007). Asimismo, desde la década del 60 a la actualidad, se ha propuesto una variedad de esquemas de clasificación para las rocas volcánicas y volcaniclásticas (véase Fisher, 1961; Fisher, 1966; Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987; Mc Phie, *et al.*, 1993 y White y Houghton, 2006) basados en ideas diferentes. Estos esquemas, no sólo presentan variaciones en sus conceptos, sino también elevadas connotaciones genéticas que contrastan con la sistemática utilizada para el "modelo de facies". Por tales motivos, previamente a la descripción e interpretación de las facies, las mismas debieron ser agrupadas dentro de categorías genéticas mayores, definidas a partir del mecanismo que dio origen a los clastos y el tipo de transporte y depositación (fig. 3.1).

Las categorías mayores definidas son: I) litofacies de rocas volcánicas -facies lávicas y rocas clásticas asociadas a un mecanismo de fragmentación primario no explosivo- (Mc Phie *et al.*, 1993), II) litofacies de rocas piroclásticas -formadas directamente por la fragmentación explosiva del magma- (Cas y Wright, 1987; Mc Phie *et al.*, 1993 y White y Houghton, 2006) y

III) litofacies de rocas sedimentarias, las cuales fueron subdivididas en epiclásticas, resultado de la erosión, transporte y depositación de rocas preexistentes, y carbonáticas, resultado de la precipitación química u orgánica de carbonatos (Tucker, 2001). Es importante destacar que a los efectos de evitar confusiones, en esta instancia, se dejará de lado el término volcaniclástico, denominándose como epiclásticas a las rocas resultado del retrabajo y depositación de rocas volcánicas y piroclásticas (*sensu* Cas y Wright, 1987).

Dentro de cada categoría, los códigos utilizados para denominar las facies fueron elegidos o delineados en función de las litofacies a analizar (fig. 3.1). De esta manera, para las litofacies volcánicas, los códigos tuvieron que ser completamente diseñados, para las litofacies piroclásticas se tuvieron en cuenta las abreviaciones sugeridas por Branney y Kokelaar (2002), mientras que para las facies sedimentarias se utilizó y modificó el renombrado esquema propuesto por Miall (1978).

En el presente estudio se han encontrado facies muy disimiles respecto a su génesis y mecanismos de depositación/emplazamiento. Teniendo en cuenta este contexto para la interpretación de las facies dentro de cada grupo, se han empleado diferentes conceptos que permitan maximizar el balance entre observación/medición e interpretación (fig. 3.2). Para la interpretación de litofacies volcánicas se siguieron principalmente los conceptos de: Mc Phie *et al.* (1993), Sigurdsson *et al.* (2000), Best y Christiansen (2000), Llambías (2001), Gifkins, *et al*., (2005), Llambías (2008), Németh y Ulrike (2007), para la interpretación de rocas piroclásticas se utilizaron: Fisher y Scmincke (1984), Cas y Wright (1987), Branney y Kokelaar (2002), Schwarzkopf *et al*. (2005), Brown *et al*. (2007), Kokelaar *et al*. (2007), y por último, para las diferentes litofacies de rocas sedimentarias se remitió a: Smith (1886), Smith (1987), Smith y Lowe (1991), Palmer *et al.* (1991), Blair y McPherson (1994), Coussot y Meunier (1996), Miall (1996), Bahk y Clough (1996), Schneider y Fisher (1998), Belousov *et al*. (1999), Reubi y Hernandez (2000), Tucker (2001), Collinson (2002), Orton (2002), Shanmugam (2002), Clavero *et al*. (2002), Bret *et al*. (2003), Dasgupta (2003), Miall (2006), Bridge (2006), Dumas y Arnott (2006), Brown y Bell (2007), Shea *et al*. (2008).

		CÓDIGO	TEXTURA	ESTRUCTURA	DIMENSIONES (estrato - *sets*)	INTERPRETACIÓN ELEMENTAL
LITOFACIES DE ROCAS VOLCÁNICAS		LAC(f)	lavas andesíticas con fenocristales de Pg y minoritariamente de Hbl que conforman una textura porfírica	masiva o con foliación por flujo (f)		avas de composición andesítica. Periodo de crecimiento de fenocristales seguido de rápida nucleación y escaso crecimiento resultado de un enfriamiento rápido en ambientes subaéreos
		LAA	lavas andesíticas autobrechadas. Los clastos se presentan masivos y angulosos	masiva		avas que experimentaron procesos autoclásticos no explosivo: autobrechamiento subaéreo
		LAFH	lavas andesíticas con fenocristales de Pg con textura porfírica	brechosa como clastos en rompe-cabezas cementados por sílice o carbonatos		avas con circulación de fluidos silíceos o carbonáticos a altas presiones que originaron fracturación hidráulica y dementación
		LAPB	lavas andesíticas con "sombras" de clastos que le otorgan una apariencia de brecha	pseudobrechada		avas coherentes con textura pseudobrechada, producto de diferentes fases de alteración que actúan sobre fracturas
		LDC	lavas dacíticas con textura porfírica y seriada	masiva		Lavas de composición dacítica de ambiente subvolcánico
		LRC(f)	lavas riolíticas y riodacíticas con textura porfírica	masiva o con foliación por flujo (f)		avas de composición riolítica o riodacítica de ambiente subaéreo
LITOFACIES DE ROCAS PIROCLÁSTICAS		mlBr	brecha con textura clasto sostén polimodal o matriz sostén, de moderada a pobre selección	masiva o con clastos orientados paralelos a los límites externos	2,5 m de espesor	depósitos de corrientes piroclásticas con límite de flujo inferior dominado por flujo granular y/o escape de fluidos
		mlBri	brecha de textura clasto sostén polimodal, con poca matriz lapillita-tobácea y pobre selección	masiva o en ocasiones con tendencia a la gradación inversa grosera	1 a 4 m de espesor	depósitos de flujos de bloques y cenizas, resultado del colapso gravitatorio de domos, coladas dómicas y/o flujos de lavas. Flujos granulares modificados por escape de gases
		mLT(pip)(f)	tobas lapilíticas masivas, matriz sostén, de colores blanquecinos, rosados o verdosos	masiva y/o con estructuras de escape de gases (pip) y/o con litoclastos alineados al límite externo	0,2 a 1,5 m de espesor o sin límites externos	depósitos de corrientes piroclásticas con límites de flujo nferior dominados por escape de fluidos (mLT), mientras que las facies (mLTf) registran procesos en la zona de límite inferior dominados por escape de fluidos con una componente de cizalla (flujo granular). Las facies (mLTpip) denotan escape de fluidos en depósitos de rápida agradación
		emLT	tobas lapilíticas matriz sostén con pómez totalmente colapsados, conformando fiammes de entre 1 y 5 cm	masiva	sin límites externos bien definidos	depósitos de corrientes piroclásticas originadas por arriba de la masiva indica que laturbulencia fue suprimida en la parte inferior de la corriente
		dbLT	tobas lapilíticas matriz sostén a clasto sostén, con moderada a pobre selección. Presentan lapillos pumíceos de hasta 3 cm	estratificación fina difusa y en algunas ocasiones puede mostrar gradación normal	1,5 a 0,1 m de espesor	depósitos de corrientes piroclásticas con un límite inferior de flujo inestable dominado por condiciones intermedias entre tracción y escape de fluidos
		//sLT	tobas lapilíticas finas, con variaciones texturales desde clasto sostén a matriz sostén, de moderada selección	estratificación muy fina a laminación. estructura de corte y relleno	0,2 m de espesor	depósitos de corrientes piroclásticas con límite inferior de flujo tractivo. Las estructuras de corte y relleno indican condiciones de baja tasa de agradación y/o inestabilidad de la corriente, mientras que las capas tabulares sugieren periodos de alta agradación bajo condiciones *cuasi*-estables
		xsLT(a)	tobas lapilíticas rosadas, matriz sostén, masivas, con lapillos pumíceos de entre 1 y 1,5 cm	estratificación entrecruzada de gran escala sobre superficies erosivas. Variaciones laterales a facies masivas	capas de 9 a 22 cm de espesor y sets de 1,5 m	depósitos de corrientes piroclásticas inestables y no uniformes. Individualmente las capas representan límites de flujo inferior dominados por flujos granulares y/o escape de gases
		xsLT(b)	tobas lapilíticas finas, con variaciones texturales desde clasto sostén a matriz sostén con moderada selección	estratificación entrecruzada. estructuras de corte y relleno	estratificación fina que conforma sets de entre 0,2 a 0,7 m	depósitos de corrientes piroclásticas granulares con límites de flujo inferior dominados por tracción. Las estructuras de corte y relleno ndican condiciones de baja tasa de agradación y/o inestabilidad de la corriente
		xsT	tobas finas, clasto sostén, muy bien seleccionadas	estructura en montículo, estratificación entrecruzada y estructura de antiduna	0,1 m de espesor	depósitos de corrientes piroclásticas diluidas con límites de flujo inferior dominados por tracción
		pmL	lapillitas pumíceas con textura clasto sostén polimodal, de moderada selección	masiva	0,1 a 1,5 m de espesor	depósitos de corriente piroclásticas con limites de flujo inferior dominados por escape de fluidos o por caída directa *(fallout)* y/o depósitos de caída proximales a partir de una pluma piroclástica pliniana o subpliniana
		mT	tobas finas clasto sostén, bien seleccionadas	masiva	0,15 a 0,5 m de espesor	depósitos de caída distales de una pluma piroclástica pliniana o subpliniana de ambientes subácueos o subaéreos
LITOFACIES DE ROCAS SEDIMENTARIAS EPICLÁSTICAS Y CARBONÁTICAS	EPICLÁSTICAS – PSEFÍTICAS	Brmm	brechas matriz sostén con extremadamente pobre selección. Megaclastos de hasta decenas de metros	masiva megaclastos con estructura en rompecabezas	sin límites externos bien definidos	depósitos de avalanchas de detritos volcánicos originados por flujos de sedimentos granulares
		Brm	brechas finas a sabulitas angulosas, de moderada selección, líticas o pumíceas clasto sostén polimodal	masivas, con gradación inversa o con gradación inversa-normal	0,05 a 0,40 m de espesor	depósitos de flujos hiperconcentrados originados por flujos de sedimentos de alta densidad, transicionales entre laminares y turbulentos
		Gmm(a)	conglomerados gruesos con matriz sostén areno-sabulítica, pobremente seleccionada con variaciones a textura clastos sostén polimodal	masiva o con guijones con el eje mayor dispuestos a 90 º contenidos en el plano de estratificación	1,5 a 4 m de espesor	depósitos de flujo de detritos no cohesivos originados por flujos de sedimentos de alta densidad, laminares y reológicamente plásticos
		Gmm(b)	gravas finas a medias, matriz sostén fangosa, de pobre selección	masiva	0,5 m de espesor	depósitos de flujos de detritos fangosos cohesivos originados por flujos de sedimentos de alta densidad, laminares y reológicamente plásticos
		Gm	conglomerados medios con textura clasto sostén polimodal, de moderada selección	masiva a crudamente estratificada	0,5 a 2 m de espesor	depósitos de flujos hiperconcentrados de alta descarga originados por flujos de sedimentos de alta densidad, transicionales entre laminares y turbulentos
		Gh	sabulitas y conglomerados finos con textura clasto sostén y moderada selección	estratificación difusa gradación normal	0,15 a 0,5 m de espesor	depósitos de flujos hiperconcentrados de alta descarga, originados por flujos de sedimentos de alta densidad, transicionales entre laminares y turbulentos
		Gt	sabulitas y conglomerados finos con textura clasto sostén y moderada selección	estratificación entrecruzada en artesa	sets de entre 0,2 y 0,4 m de espesor	depósitos de formas de fondo de dunas 3D gravosas, originadas por flujos de sedimentos de baja densidad, unidireccionales, turbulentos y traccionales
		Gn	conglomerados finos con textura clasto sostén polimodal, de moderada selección	gradación normal y estratificación difusa	0,15 a 0,7 m de espesor	depósitos marinos de corrientes de turbidez gravosas, originados por flujos de sedimentos de alta densidad
		Gp(a)	conglomerados finos clasto sostén, de moderada a buena selección	estratificación entrecruzada a gran escala	capas de 0,05 a 0,15 m de espesor. Sets de 1 a 4 m de espesor	depósitos de flujos hiperconcentrados en transición a flujos de sedimentos de baja densidad traccionales. Constituyen macroformas con superficies de cara de avalancha
		Gp(b)	gravas finas a sabulitas, líticas a pumíceas, clasto sostén, de moderada selección	estratificación entrecruzada planar	capas de 0,1 m. Sets de 1 m de espesor	depósitos de formas de fondo de dunas 2D areno-gravosas, originadas por flujos de sedimentos de baja densidad, unidireccionales
	EPICLÁSTICAS – PSAMÍTICAS	SGh	areniscas guijarrosas de granulometría gruesa a fina con textura clasto sostén, de moderada selección	estratificación horizontal	0,1 a 0,3 m de espesor o capas amalgamadas	depósitos de flujos hiperconcentrados de flujos turbulentos a laminares La estratificación es producida por la migración de dunas de baja amplitud y gran longitud de onda
		St	areniscas gruesas a finas con moderada a buena selección	estratificación entrecruzada en artesa gradación normal	sets de 0,01 m	depósitos de corrientes turbulentas de baja densidad. Migración de formas 3D desarrolladas por flujos unidireccionales en condiciones de bajo régimen de flujo
		Sp	areniscas gruesas a muy gruesas, de moderada a buena selección	estratificación entrecruzada planar	capas de 1 o 2 cm de espesor. Sets de 0,3 a 0,7 m	depósitos de carga de fondo, resultado de la migración de dunas 2D, originados por flujos de sedimentos diluidos traccionales y turbulentos
		Sh	areniscas blanquecinas líticas o tobáceas con granulometría media a fina y buena selección	estratificación muy fina a laminación horizontal. En ocasiones con deformación sinsedimentaria	0,1 a 0,2 m de espesor	depósitos de capa plana de alto régimen de flujo, originados por flujos de sedimentos de baja densidad y turbulentos
		Sm	areniscas tobáceas o líticas, gruesas a medias, de buena a moderada selección	masiva o con gradación normal	0,10 a 0,2 m de espesor	depósitos de flujos de detritos arenosos no cohesivos, originados por flujos aminares friccionales
		Sr	areniscas tobáceas finas a medias, de buena selección	laminación ondulítica y óndulas. Con o sin deformación sinsedimentaria	0,1 a 0,25 m de espesor	depósitos de formas de fondo de bajo régimen de flujo por migración de óndulas, originados por flujos de sedimentos de baja densidad, turbulentos, combinados o unidireccionales
		Shcs	areniscas tobáceas blanquecinas, finas a muy finas y muy bien seleccionadas	estratificación entrecruzada monticular	0,1 a 0,2 m de espesor	depósitos de flujos de sedimentos de baja densidad combinados oscilatorios y unidireccionales
		Sn	areniscas con granulometría variada y con buena a moderada selección	gradación normal y laminación o capas ondulosas en la parte superior	1,5 a 20 cm de espesor	depósitos marinos de corrientes de turbidez arenosas, originados por flujos de sedimentos de alta densidad
	EPICLÁSTICAS – PELÍTICAS	Pl(a)	argilitas moradas a rojizas, limolitas y fangolitas grisáceas. Briznas vegetales, nódulos de hematita y en ocasiones silicificación	masiva o laminadas	0,05 a 0,3 m de espesor	depósitos de decantación de materiales finos en ambientes continentales
		Pl(b)	lutitas negras o grisáceas y limolitas blanquecinas u ocráceas. Entre las láminas se encontraron restos de hojas, de bivalvos y ocasionalmente de amonites	masiva o laminadas	0,1 a 0,6 m de espesor	depósitos de decantación de materiales finos con materia orgánica, a partir de suspensiones en un ambiente marino de baja energía. Las facies de pelitas negras denotan bajo grado de oxigenación
	CARBONÁTICAS	GR	textura clasto sostén conformada por ooides y fragmentos calcáreos	estratificación horizontal y entrecruzada	0,1 a 0,4 m de espesor	depósitos de flujos traccionales originados por flujos de sedimentos de baja concentración, turbulentos, desarrollados en un ambiente con alta tasa de producción de fragmentos calcáreos esqueletales y no esqueletales
		Ml	mudstones de colores grisáceos a negros y tonalidades oscuras, parcial o totalmente silicificados	laminación o estratificación fina	0,1 a 0,2 m de espesor	depósitos de decantación en un ambiente de baja energía con alta producción de fango carbonático y poco aporte clástico
		BE	boundstones parcial o totalmente silicificados, de colores grisáceos a negros y tonalidades oscuras	laminación, estructura domosa o columnar originada por organismos bioconstructores	0,1 a 0,6 m de espesor	formas de crecimiento algal desarrolladas en aguas someras Las formas tabulares y domosas corresponderían a estromatolitos de tipo SH-C y LLH-C, mientras que las formas laminares corresponderían a estromatolitos de tipo planares

Rocas volcánicas		Rocas piroclásticas		Rocas epiclásticas y carbonáticas	
código	**litología**	**código**	**litología**	**código**	**litología**
LA	lava andesítica	Br	brechas	Br	brechas
LD	lava dacítica	L	lapillitas	G	conglomerados
LR	lava riolítica	T	tobas	S	areniscas
		p	pómez	P	pelitas
				Gr	grainstones
				M	mudstones
				BE	boundstones estromatolitos
código	**estructura**	**código**	**estructura**	**código**	**estructura**
C	coherente	m	masiva	c	clasto sostén
A	autoclástica	db	estratificación difusa	m	matriz sostén
FH	fracturación hidráulica	s	estratificación	m	masiva
PB	pseudobrechada	//s	laminación	l	laminación
f	foliación por flujo	xs	estratificación entrecruzada	h	estratificación horizontal
		i	gradación inversa	p	estratificación entrecruzada planar
		n	gradación normal	t	estratificación entrecruzada en artesa
		in	gradación inversa-normal	i	gradación inversa
		pip	estructura de escape de gases	n	gradación normal
		e	estructura eutaxítica	in	gradación inversa-normal
		f	fábrica linear		
Creados en este trabajo		Tomados de Branney y Kokellar (2002)		Modificados de Miall (1978)	

Figura 3.1. Esquema de facies determinadas para el Ciclo Precuyano y para el inicio del Ciclo Cuyano.

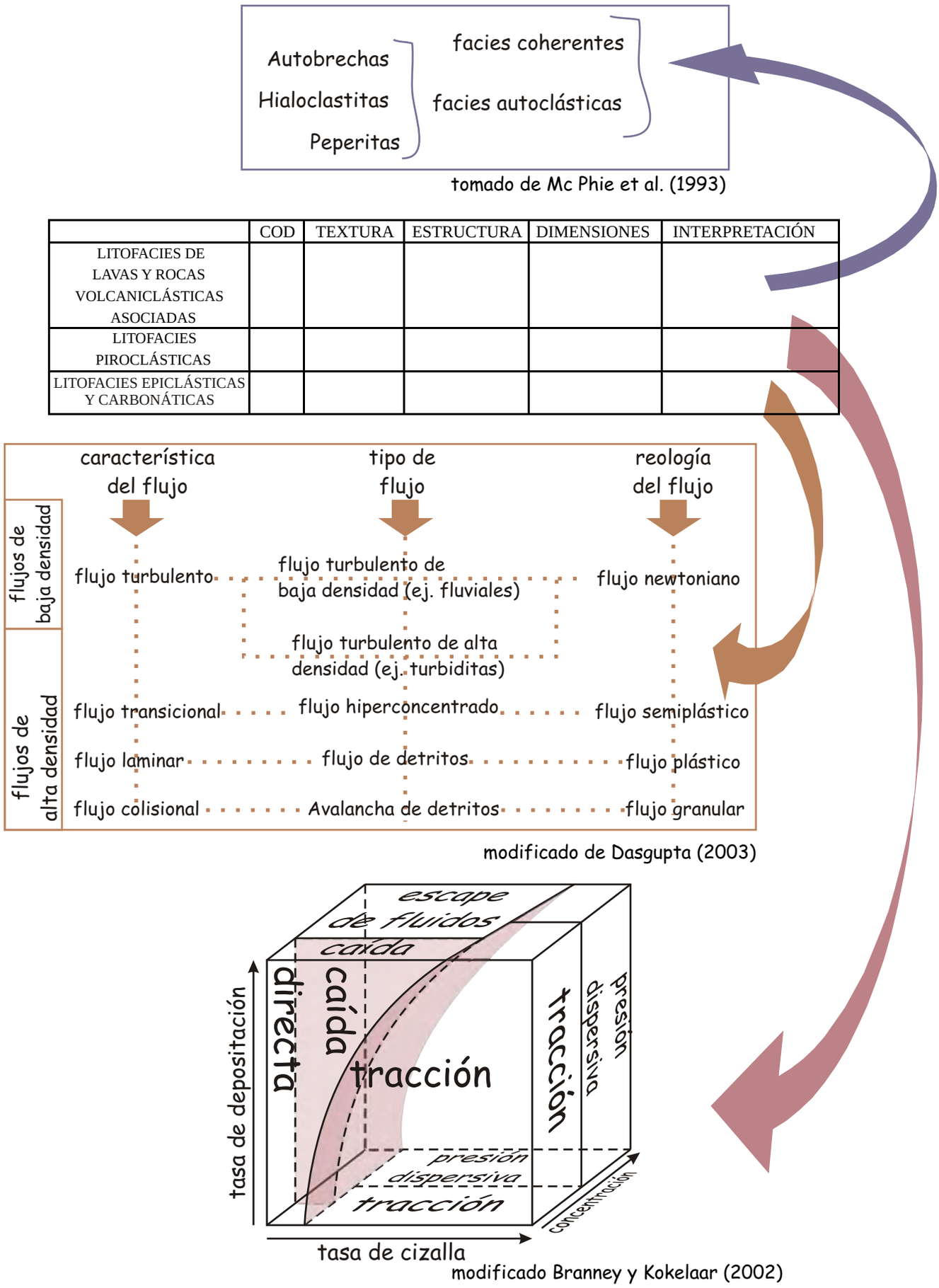

Figura 3.2. Conceptos básicos para la interpretación dinámica de las facies definidas para este estudio.

3.2.2) Litofacies volcánicas

Lavas andesitas coherentes (LAC)

Se presentan como lavas andesíticas coherentes, de colores grisáceos y tonalidades oscuras, con fenocristales de Pg y minoritariamente de Hbl que conforman una textura porfírica. Desde el punto de vista estructural, se muestran generalmente masivas (fig. 3.3) y ocasionalmente, cuando aparecen con textura microporfírica, con foliación por flujo y pliegues por flujo (fig. 3.4). En ocasiones cuando esta facies se apoyan sobre litofacies de pelitas laminadas Pl(a), desarrollan en su base una profusa estructura amigdaloide y vesicular evidenciando un significativo proceso de cavitación. Es importante destacar que en algunos afloramientos se encontraron litoclastos de rocas esquistosas de hasta 10 cm diámetro.

Interpretación

Se forman por la solidificación de lavas de composición andesítica que experimentaron un período de crecimiento de fenocristales, seguido por una etapa de rápida nucleación y escaso crecimiento, resultado de un enfriamiento rápido en un ambiente subaéreo o próximo a él (Best y Christiansen, 2000).

Lavas andesíticas autoclásticas (LAA)

Se encuentran asociadas a las facies de lavas andesíticas coherentes. Al igual que éstas están conformadas por lavas andesíticas con texturas porfírica y microporfírica, con fenocristales de Pg y minoritariamente de Hbl. Yacen en cuerpos irregulares, interiormente constituidos por una autobrecha, donde los clastos se presentan masivos, angulosos, total o parcialmente oxidados, con tamaños de centímetros a metros de diámetros (fig. 3.5).

Interpretación

Se originan por la solidificación de una lava de composición andesítica, donde variables como la viscosidad y tasa de deformación se conjugaron favorablemente para que desarrolle un proceso autoclástico no explosivo: autobrechamiento subaéreo (Mc Phie *et al.*, 1993; Sigurdsson *et al.*, 2000).

Lavas andesíticas fracturadas y cementadas (LAFH)

Corresponden a las facies de lavas andesíticas coherentes que presentan una fracturación importante de tipo rompecabezas, donde los clastos son cementados por sílice o carbonatos (fig. 3.6). Esta facies puede aparecer localmente o desarrollarse por decenas de metros en sentido lateral.

Interpretación

Figura 3.3. Facies de lavas andesíticas coherentes masivas con textura porfírica (LAC).

Figura 3.4. Lavas andesíticas coherentes con textura microporfírica y foliación por flujo (LACf).

Figura 3.5.Facies de lavas andesíticas coherentes (LAC) que pasan a desarrollar facies de lavas andesíticas autoclásticas (LAA).

Figura 3.6. Facies de lavas andesíticas fracturadas por la acción de fluidos que circularon a altas presiones (LAFH).

Se forman por la circulación de fluidos silíceos o carbonáticos a alta presiones que originan la fracturación hidráulica y la cementación de la lava (Mc Phie *et al*., 1993).

Lavas andesíticas pseudobrechadas (LAPB)

Lavas andesíticas coherentes, las cuales desarrollan "sombras" de clastos, que le dan una apariencia de autobrecha (fig. 3.7). Esta facies pasa lateralmente a las facies coherentes (LAC).

Interpretación

Corresponden a lavas coherentes que desarrollan una pseudotextura de tipo pseudobrechada producto de diferentes fases de alteración que actúan sobre fracturas formadas en los cuerpos de las lavas coherentes (Mc Phie *et al*., 1993; Gifkins *et al*., 2005).

Lavas dacíticas coherentes (LDC)

Se componen de lavas de composición dacítica coherentes de colores grisáceos, con texturas porfíricas y seriadas, donde el porcentaje de fenocristales puede llegar al 45 % del volumen de la roca. Los fenocristales más abundantes son los de Pg y Hbl y minoritariamente se encuentran de Qtz. (fig. 3.8).

Interpretación

Se forman por la solidificación de un magma de composición dacítica en condiciones subvolcánicas que sufrió un enfriamiento intermedio entre una roca volcánica y plutónica.

Lavas riolíticas y riodacíticas coherentes (LRC(f))

Se muestran como lavas coherentes de composiciones riolíticas o riodacíticas de colores rosados a castaños, con textura porfírica constituida por fenocristales de Qtz, Pg, FK y Bt. Internamente se presentan masivas o con foliación por flujo (fig. 3.9), parcial o totalmente silicificadas, exhibiendo en ocasiones, de manera aislada, fragmentos accidentales de lavas andesíticas.

Interpretación

Se forman por la solidificación de una lava de composición riolítica/riodacítica que sufrió un enfriamiento rápido en un ambiente subaéreo o próximo a él (Best y Christiansen, 2000). La foliación por flujo evidencia un gradiente de velocidad en el flujo durante su deformación (Best y Christiansen, 2000).

Figura 3.7. Facies de lavas andesíticas coherentes que desarrollan una textura pseudobrechada (LAPB).

Figura 3.8. Facies de lavas dacíticas coherentes con abundantes fenocristales (LDC).

Figura 3.9. Facies de lavas riolíticas y riodacíticas coherentes con foliación por flujo (LRCf).

3.2.3) Litofacies piroclásticas

Brechas líticas masivas (mlBr)

Se dan en cuerpos tabulares o lenticulares limitados por estratificación difusa, con espesores de alrededor de 2,5 m. Están constituidos por una brecha con bloques, lapillos y cenizas gruesas que conforman textura clasto sostén polimodal (fig. 3.10) o matriz sostén, de moderada a pobre selección. La matriz de esta facies es de granulometría lapillita fina a una toba gruesa y con lapillos pumíceos de hasta 4 cm. Los fenoclastos son subangulosos, subredondeados y redondeados, y van desde tamaño 0,1 m hasta bloques de 0,6 m. Los litoclastos son de composiciones variables, generalmente de andesitas y del basamento ígneo-metamórfico. Es importante destacar que en el perfil RA 3 esta facies se presenta con un tronco silicificado de 1 m de largo y 0,68 m de diámetro. Internamente esta facies se muestra masiva o en ocasiones con litoclastos orientados con los ejes mayores paralelos a la estratificación difusa externa.

Interpretación

Depósitos de corrientes piroclásticas con límite de flujo inferior dominado por flujo granular (clastos alineados) y/o escape de fluidos (clastos distribuidos al azar) (Branney y Kokelaar, 2002).

Brechas líticas con gradación inversa grosera clasto-sostén (mlBri)

Se presentan como cuerpos de geometría tabular bien definidos, con espesores de entre 1 m y 4 m (fig. 3.11), masivos o con tendencia a la gradación inversa grosera. Poseen textura clasto sostén polimodal, con poca matriz lapillítica-tobácea y pobre selección, con colores morados o grisáceos de tonalidades oscuras. El tamaño de fenoclasto que abunda es de centimétrico a decimétrico, difícilmente superando los 50 centímetros. La morfología de los clastos es generalmente subredondeada, hasta subangulosa. Con respecto a la composición, están constituidas principalmente de volcaniclastos juveniles con homogeneidad textural, conformados de rocas andesíticas porfíricas a microporfíricas y vitroclastos blocosos.

Interpretación

Depósitos de flujos de bloques y cenizas resultado del colapso gravitatorio de domos, coladas dómicas y/o flujos de lavas (Cas y Wright, 1987, Mc Phie *et al*. 1993, Miller *et al*., 1999; Schwarzkopf *et al*., 2005; Németh y Ulrike, 2007). Originados por flujos granulares modificados por escape de gases (Cas y Wright, 1987; Schwarzkopf *et al*., 2005).

Tobas lapillíticas masivas (mLT), con estructuras de escape de gases (mLTpip), con fábricas direccionales (mLTf)

Figura 3.10. Facies piroclásticas de brechas líticas masivas (mlBr) resultado de la depositación de corrientes piroclásticas granulares en base fluida, con límite de flujo inferior dominado por flujo granular y/o escape de fluidos.

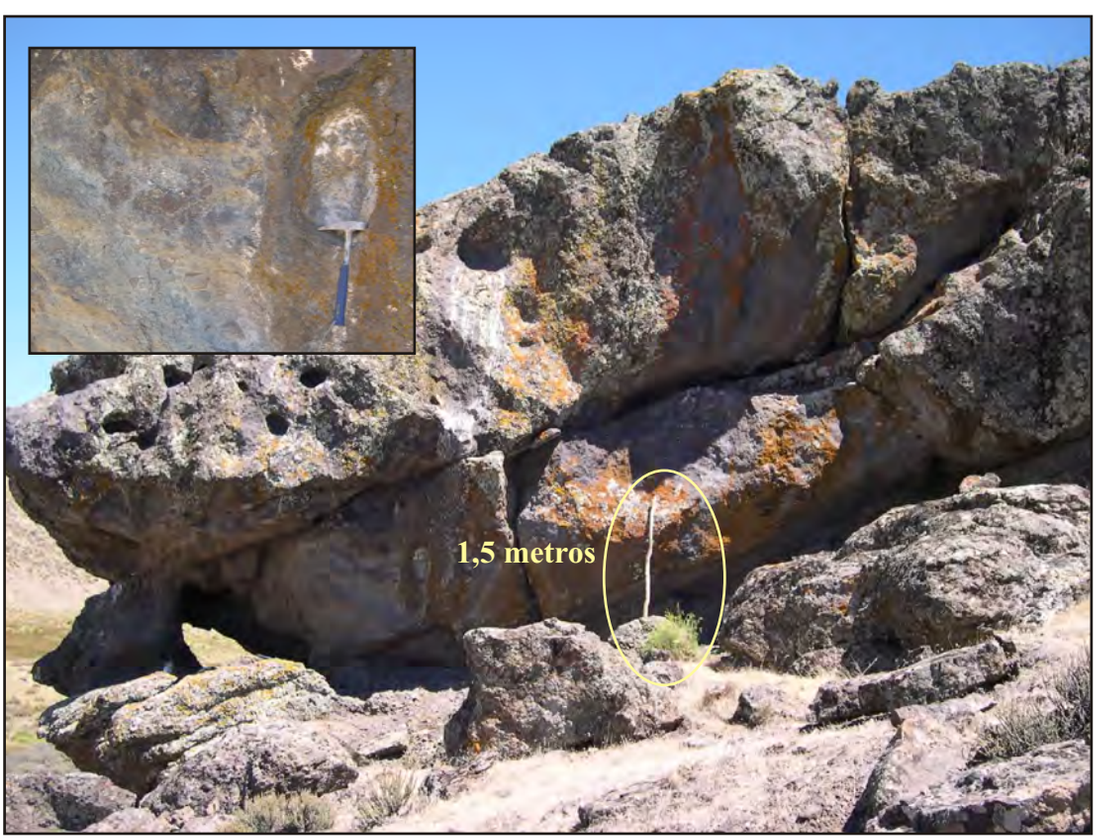

Figura 3.11. Facies piroclásticas de brechas líticas masivas con gradación inversa grosera clasto-sostén (mlBri) originadas por la depositación de depósitos de flujos de bloques y cenizas.

Se presentan como cuerpos tabulares a levemente lenticulares de 0,2 m a 1,5 m de espesor o sin límites externos, formando grandes paquetes amalgamados de decenas de metros de espesor. Internamente se constituyen por tobas lapillíticas masivas, matriz sostén, de colores blanquecinos, rosados o verdosos (fig. 3.12). Poseen lapillos pumíceos angulosos y subangulosos, generalmente con canalículos de escape de gases paralelos y con tamaños de 1 a 2 cm, llegando en ocasiones a 5 cm. Se muestran con cantidades variables de litoclastos, correspondientes al basamento ígneo-metamórfico o a volcanitas ácidas e intermedias, con tamaños de entre 3 cm y 10 cm y tamaños máximos de 30 cm. Esta facies puede exhibirse con los lapillos distribuidos aleatoriamente (mLT) o alineados paralelos a la estatificación externa (mLTf). En determinadas ocasiones se exponen estructuras de escape de gases de 7 a 17 cm de diámetro y de entre 0,6 m y 2 m de alto (fig. 3.13), concentrando internamente cristaloclastos y litoclastos (mLTpip).

Interpretación

Depósitos de corrientes piroclásticas, donde la naturaleza masiva indica que la turbulencia fue suprimida en la parte inferior de la misma (Branney y Kokelaar, 2002; Brown *et al*., 2007; Kokelaar, *et al*., 2007). Las variaciones sin fábrica linear (mLT) responden a corrientes piroclásticas con límites de flujo inferior dominados por escape de fluidos, mientras que las facies con fabrica linear (mLTf) registran procesos en la zona de límite inferior dominados por escape de fluidos con una componente de cizalla, por ende flujo granular (Branney y Kokelaar, 2002). Las facies con estructuras de escape de gases (mLTpip), denotan escape de fluidos en depósitos de rápida agradación.

Tobas lapillíticas masivas con fiammes (emLT)

Se componen de tobas lapillíticas matriz sostén de colores rosados, coherentes, con pómez totalmente colapsados, sin porosidad, conformando *fiammes* de entre 1 cm y 5 cm. En general se presentan libres de litoclastos, internamente masivas sin mostrar límites externos bien definidos, conformando grandes “paquetes” de decenas de metros.

Interpretación

Depósitos de corrientes piroclásticas originadas por arriba de la temperatura de transición del vidrio, las cuales se enfriaron lentamente luego de su depositación. La naturaleza masiva indica que la turbulencia fue suprimida en la parte inferior de la corriente (Branney y Kokelaar, 2002; Brown *et al*., 2007).

Tobas lapillíticas con estratificación difusa (dbLT)

Yacen como una roca friable, de colores grises a blanquecinos de tonalidades claras, en cuerpos tabulares de 1,5 m a 0,1 m, con contactos planos o irregulares, netos o transicionales

Figura 3.12. Facies piroclásticas de tobas lapillíticas masivas (mLT) originadas por depósitos de corrientes piroclásticas con límites de flujo inferior en donde se suprimió la turbulencia.

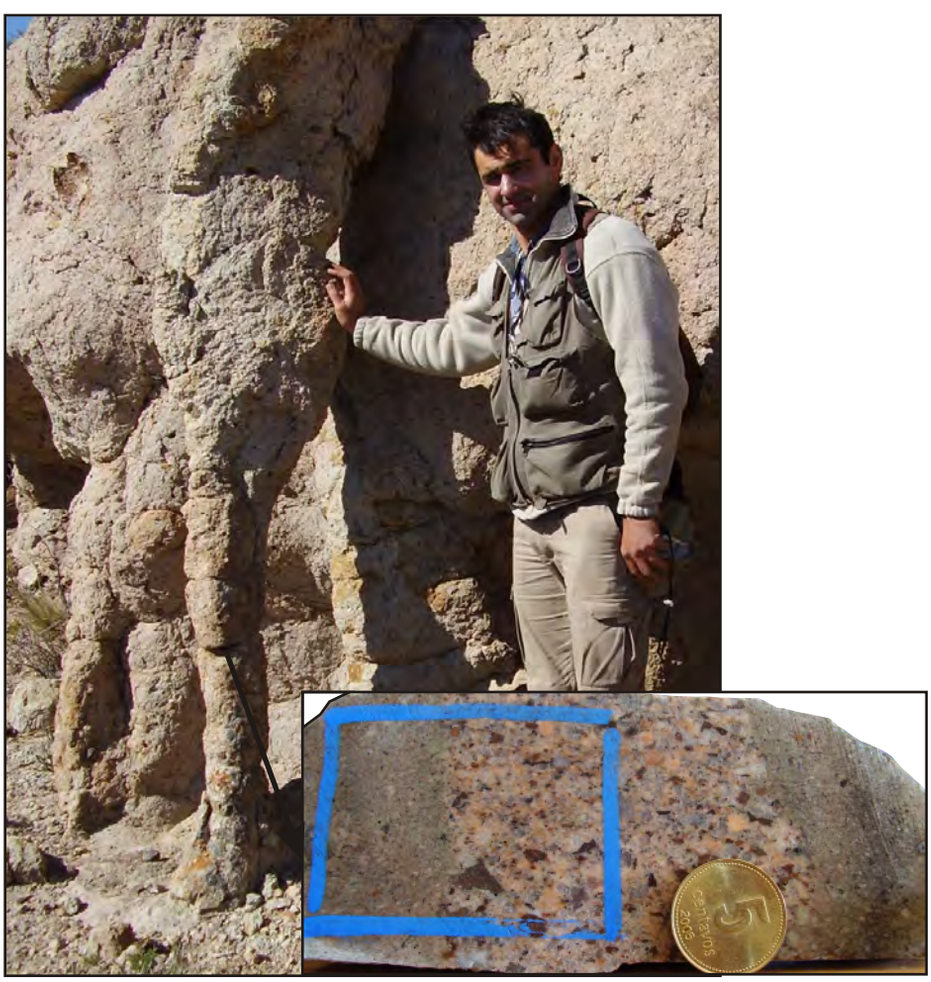

Figura 3.13. Canales de escape de gases desarrollados en las facies piroclásticas de tobas lapillíticas masivas (mLTpip).

(fig. 3.14). Se caracterizan por ser tobas lapillíticas matriz sostén a clasto sostén, con moderada a pobre selección. Presentan lapillos pumíceos de hasta 3 cm, con canalículos de escape de gases paralelos y, de manera aislada, lapillos líticos de rocas volcánicas. Internamente se presentan con estratificación fina difusa y en algunas ocasiones pueden mostrar gradación normal (fig. 3.14).

Interpretación

Depósitos de corrientes piroclásticas con un límite inferior de flujo inestable dominado por condiciones intermedias entre tracción y escape de fluidos, probablemente con una componente de flujo granular (Branney y Kokelaar, 2002; Brown, *et al*., 2007; Kokelaar *et al*., 2007).

Tobas lapillíticas finas con laminación paralela //sLT

Se presentan como cuerpos tabulares de 20 cm de espesor o conformando estructuras de corte y relleno, con límites inferiores erosivos y espesores variables (fig. 3.15). Desde el punto de vista estructural, tienen una estratificación muy fina a laminación. Están conformadas por tobas lapillíticas finas, con texturas clasto sostén de moderada selección. Al igual que las facies dbLT, los lapillos pumíceos se presentan con tamaños de 3mm a 1 cm y los litoclastos se presentan escasos o ausentes.

Interpretación

Depósitos de corrientes piroclásticas que experimentaron condiciones tractivas en la zona del límite inferior de flujo. Las estructuras de corte y relleno indican condiciones de baja tasa de agradación y/o inestabilidad de la corriente, mientras que las capas tabulares sugieren periodos de alta agradación bajo condiciones cuasi-estables (Branney y Kokelaar, 2002; Brown *et al*., 2007).

Tobas lapillíticas con estratificación entrecruzada a gran escala (xsLT(a))

Se componen de bancos de entre 9 cm y 22 cm de espesor con geometrías tabulares, cuneiformes y lenticulares que conforman una estratificación entrecruzada a gran escala con *sets* de hasta 1,5 m de espesor depositados sobre una superficie erosiva (fig. 3.16). Internamente las capas frontales están compuestas por tobas lapillíticas rosadas, matriz sostén, masivas, con lapillos pumíceos angulosos con tamaños de entre 1 cm y 1,5 cm. Es importante destacar que esta facies lateralmente pasa a facies de tobas lapillíticas masivas (mLT) o a facies de tobas y lapillitas masivas con estructura de escape de gases (mLTpip).

Interpretación

Figura 3.14. Facies piroclásticas de tobas lapillíticas con estratificación difusa (dbLT) originadas por la depositación de corrientes piroclásticas con límites de flujo inferior con condiciones intermedias entre tracción y escape de gases.

Figura 3.15. Facies piroclásticas de tobas lapillíticas con estratificación paralela (//sLT) rellenando superficies de corte y relleno. Se forman por la depositación de corrientes piroclásticas con límites de flujo inferior dominados por tracción.

Representan depósitos de corrientes piroclásticas inestables (superficie erosiva) y no uniformes (variación lateral hacia facies masivas). Individualmente las capas representan límites de flujo inferior dominados flujos granulares y/o escape de gases. (Branney y Kokelaar, 2002).

Tobas lapillíticas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (xsLT(b))

Se presentan como cuerpos tabulares a lenticulares con potencias de entre 20 cm a 70 cm o conformando estructuras de corte y relleno. Internamente se componen de tobas lapillíticas finas, con texturas clasto sostén con moderada selección y estratificación entrecruzada de bajo ángulo. Al igual que la facies dbLT, los lapillos pumíceos se muestran con tamaños de 3 mm a 1 cm y los litoclastos se presentan escasos o ausentes.

Interpretación

Depósitos de corrientes piroclásticas con límites de flujo inferior dominados por tracción. Las estructuras de corte y relleno indican condiciones de baja tasa de agradación y/o inestabilidad de la corriente (Branney y Kokelaar, 2002; Brown *et al*., 2007).

Lapillitas pumíceas masivas (pmL)

Se componen de lapillitas pumíceas con textura clasto sostén de moderada a buena selección (fig. 3.17). Los pómez se presentan con colores rosados, canalículos de escape de gases paralelos, formas angulosas y subangulosas, y tamaños 1 cm a 10 cm. Además se presentan litoclastos menores a 1 cm constituidos de cuarzo policristalino, volcanitas y rocas metamórficas esquistosas.

Interpretación

Depósitos a partir de una corriente piroclástica con límites de flujo inferior dominados por escape de gases o por de caída directa (*fallout) (*Branney y Kokelaar, 2002). Asimismo pueden representar depósitos de caída proximal desde una columna eruptiva pliniana o subpliniana (Fisher y Schmincke, 1987; Cas y Wright, 1987; Branney y Kokelaar, 2002).

Tobas con estratificación entrecruzada (xsT)

Se presentan en cuerpos de 0,1 m de espesor, color castaño claro, límites netos, rectos u ondulosos. Están constituidas por tobas finas de textura clasto sostén muy bien seleccionadas. Internamente presentan estructura en montículo, estratificación entrecruzada con ángulos de entre 9° y 12º, estructura de antidunas con ángulos de entre 1° y 3º y minoritariamente estratificación horizontal (fig. 3.18).

Interpretación

Depósitos de corrientes piroclásticas diluidas con límites de flujo inferior dominados por tracción (Branney y Kokelaar, 2002; Brown *et al*., 2007).

Figura 3.16. Facies piroclásticas con estratificación entrecruzada a gran escala (xsLT(a)) originadas por facies mLT que se depositan rapidamente luego de un salto hidráulico.

Figura 3.17. Facies piroclásticas conformadas de lapillitas pumíceas masivas (pmL) generadas a partir de la depositación de una corriente piroclástica o como depósitos de caída proximal.

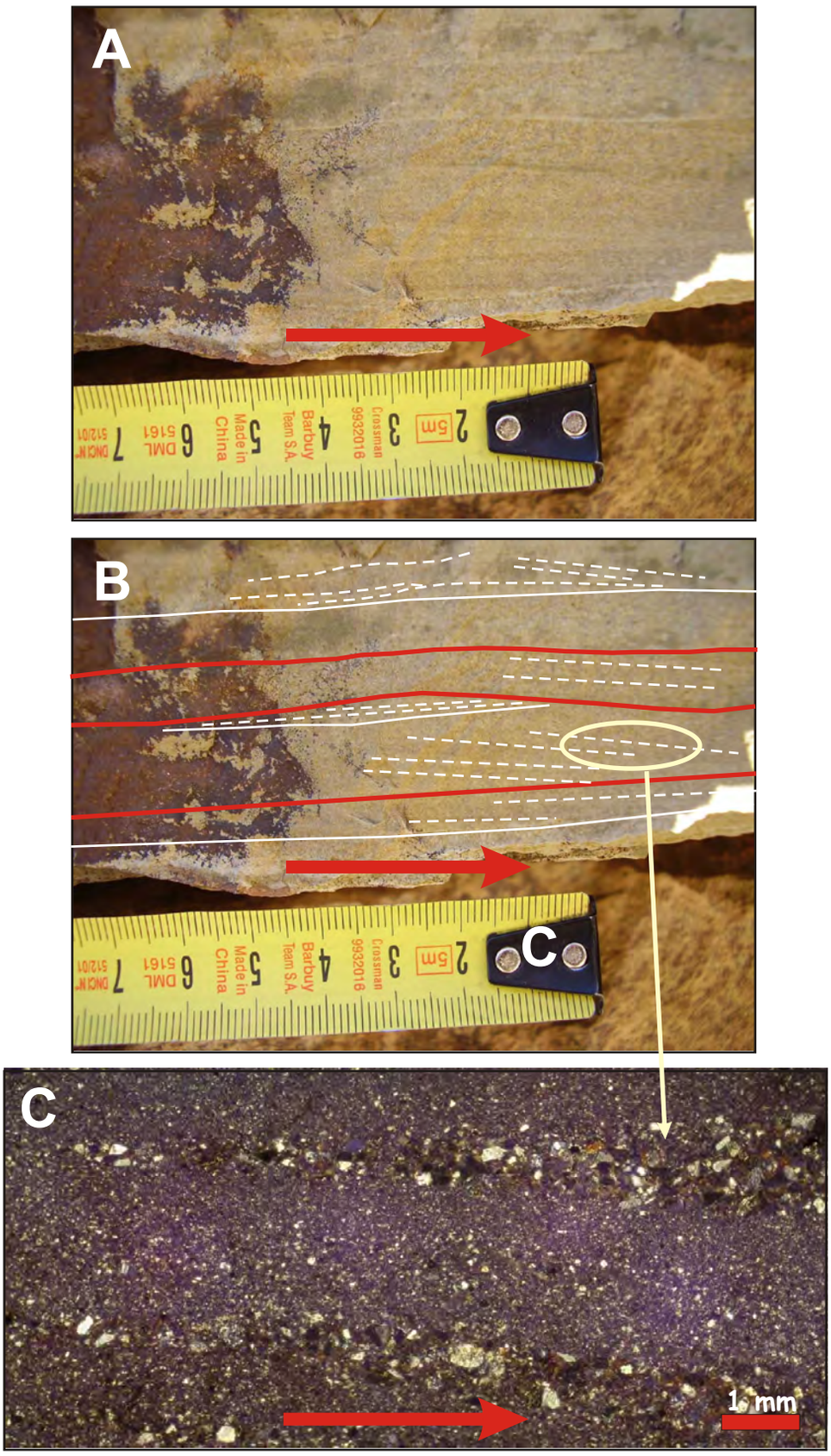

Figura 3.18. Litofacies de rocas piroclásticas de tobas con estratificación entrecruzada (xsT) formadas por corrientes piroclásticas con límites inferior de flujo dominados por tracción.

Tobas masivas (mT)

Esta facies se presenta como cuerpos de geometría tabular con una potencia de aproximadamente 15 cm, internamente constituidos por una toba masiva con colores grises o blanquecinos.

Interpretación

Depósitos de caída distales a partir de una pluma piroclástica pliniana o subpliniana en un ambiente subácueo o subaéreo (Fisher y Schmincke, 1987; Cas y Wright, 1987; Branney y Kokelaar 2002).

3.2.4) Litofacies sedimentarias

3.2.4.1) Facies epiclásticas psefíticas

Brechas masivas matriz-sostén (Brmm)

Se presentan generalmente con textura matriz sostén gravo-arenosa y minoritariamente con textura clasto sostén polimodal. Tienen muy pobre selección, con clastos que van desde centímetros a metros, con morfologías subangulosas, angulosas y ocasionalmente subredondeadas (fig. 3.19). De manera aislada presentan megaclastos con tamaños que alcanzan las decenas de metros (fig. 3.21). Los clastos y megaclastos yacen con diferentes morfologías y estructuras (fig. 3.19), pudiéndose encontrar: a) clastos y megaclastos simples con formas poligonales hexagonales y pentagonales originados a partir lavas que previamente habían desarrollado disyunción columnar, b) clastos y megaclastos redondeados y subredondeados donde sus bordes exhiben disyunción radial producto de enfriamiento, c) clastos y megaclastos simples con formas principalmente angulosas y subangulosas, y d) clastos y megaclastos brechados, donde los fragmentos no han sido desplazados o han sido desplazados levemente, desarrollando una textura en rompecabezas. Desde el punto de vista composicional se constituyen como una mezcla de litoclastos de lavas andesíticas con homogeneidad textural (fig. 3.20A), o como una mezcla de litoclastos de andesitas, andesitas basálticas, pórfidos y lampróforos, con un amplio espectro de texturas (ej. afíricas, seriadas, microporfíricas, porfíricas y glomeroporfíricas) y de alteraciones (ej. anillos de oxidación, fracturación hidráulica, estructuras de disolución y relleno) (fig. 3.20B). Una particularidad de esta facies es el hallazgo de un tronco silicificado de 0,8 m de largo y 0,3 m de diámetro en los afloramientos que se encuentran en las nacientes del Cañadón de la Pintada (Columna RA 6, anexo I y II) (fig. 3.20C).

Interpretación

Depósitos de avalanchas de detritos volcánicos, originados por flujos de sedimentos granulares (Palmer *et al*., 1991; Coussot y Meunier, 1996; Schneider y Fisher, 1998; Reubi y

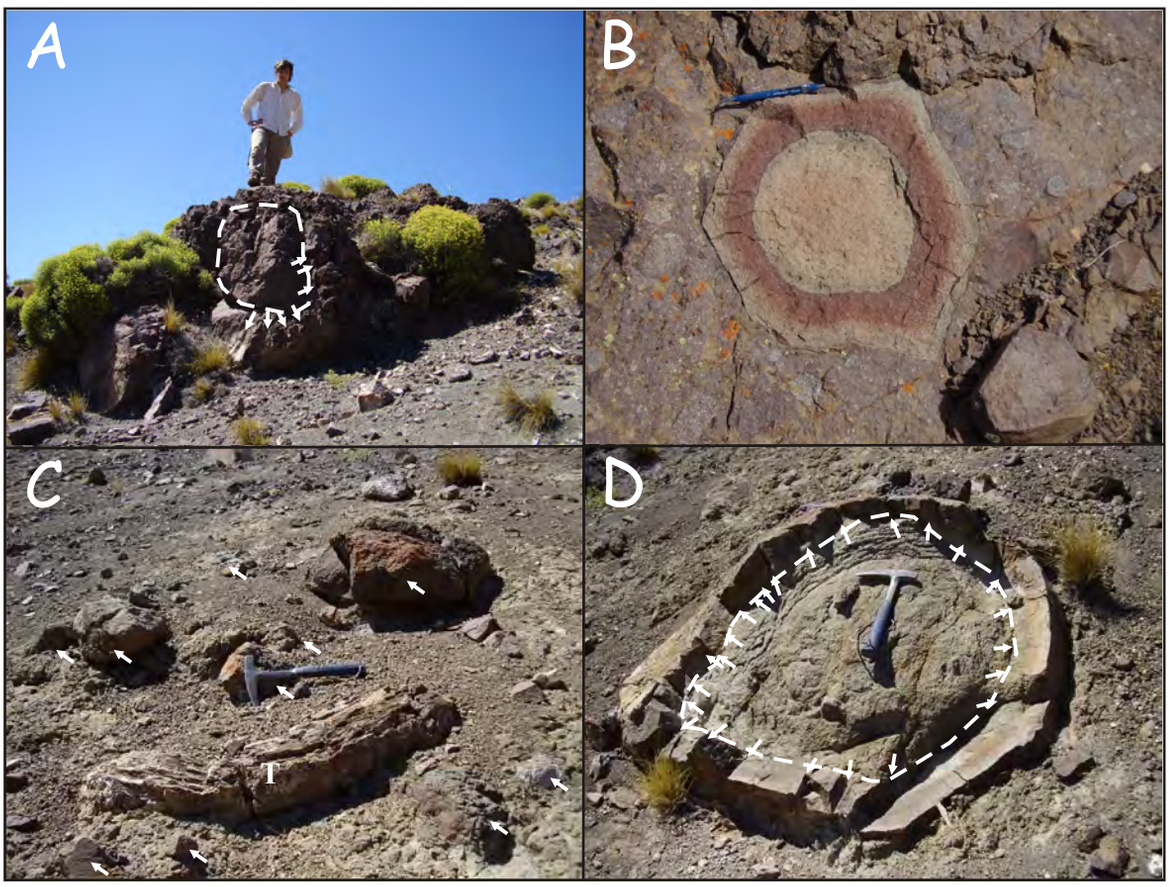

Figura 3.19. Facies epiclásticas constituidas de brechas masivas matriz-sostén (Brmm). A) Megaclasto brechado subanguloso con estructura de disyunción radial. B) Litoclasto de composición andesítica con forma poligonal, hexagonal (disyunción columnar) y con reborde de oxidación. C) Litoclastos simples de composición andesítica y el tronco petrificado encontrado en estas facies (T). D) Megaclasto de composición andesítica que presenta variación en la granularidad desde una textura microgranuda en su interior a una textura afanítica en su parte exterior donde exhibe disyunción radial.

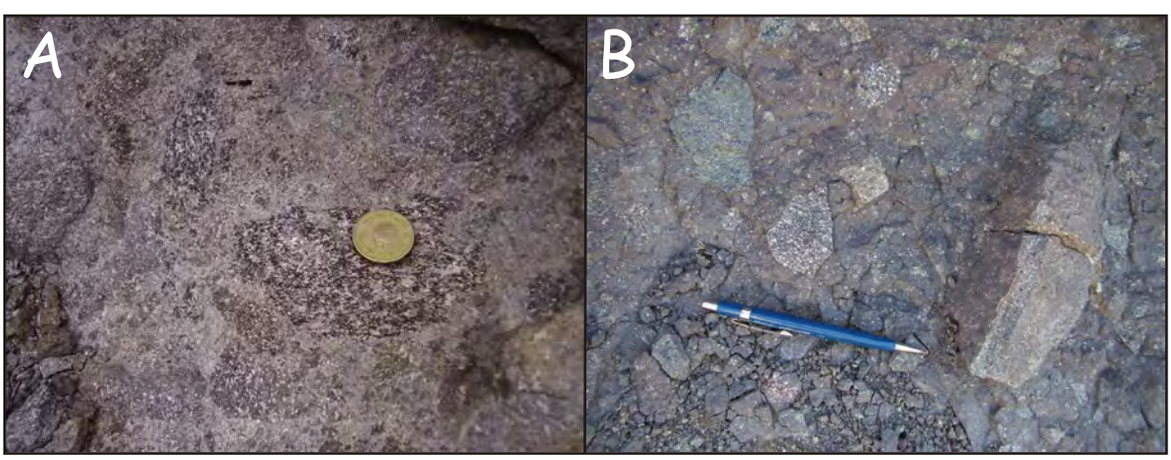

Figura 3.20. Características de la matriz de las facies de brechas masivas matriz-sostén (Brmm). A) monomícticas de similitud textural. B) Monomícticas con litoclastos de diferentes texturas.

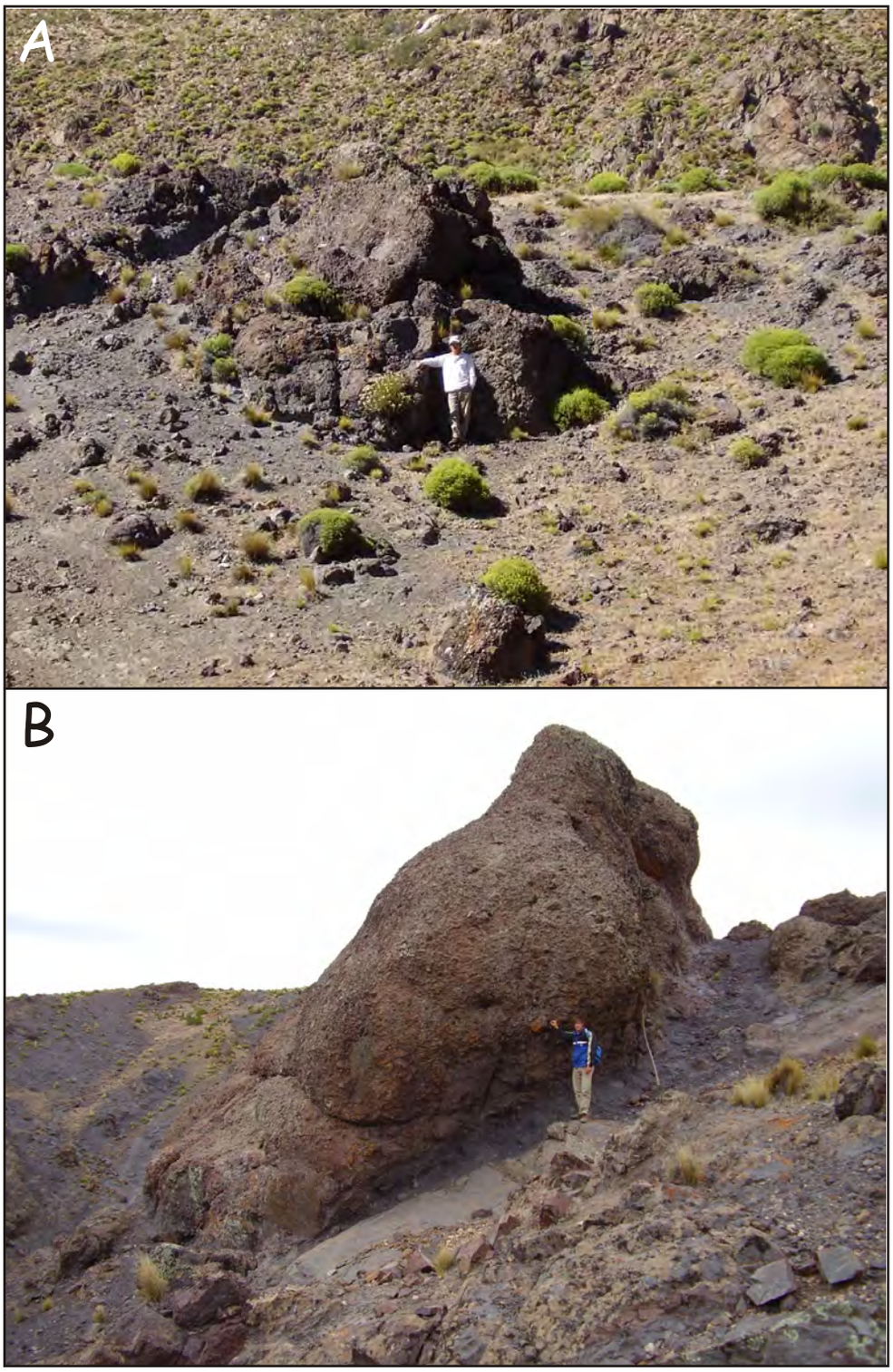

Figura 3.21. Megaclastos de las facies de brechas volcánicas matriz sostén (Brmm). A) Megaclastos brechados con clastos parcialmente desplazados. B) Megaclastos brechados donde los clastos no poseen deplazamiento.

Hernandez, 2000; Clavero *et al*., 2002; Shea *et al*., 2008).

Conglomerados masivos matriz-sostén (Gmm(a))

Yacen como cuerpos tabulares de base plana y techo plano o con geometría lobular en cuerpos de límites netos, no erosivos y espesores de 1,5 m a 4 m (fig. 3.22). Internamente están constituidas de conglomerados matriz sostén areno-sabulítica, pobremente seleccionados, con variaciones a textura clasto sostén polimodal. Los litoclastos presentan formas subangulosas, subredondeadas y angulosas, tamaños de entre 2 y 50 cm y tamaños máximos de hasta 2,9 m (fig. 3.23). Composicionalmente, esta facies varía desde monomíctica a polimíctica con participación de clastos del basamento. Respecto a la estructura, se presentan masivas con clastos distribuidos de manera caótica.

Interpretación

Depósitos de flujo de detritos no cohesivos (Smith, 1986; Smith, 1987, Smith y Lowe, 1991, Coussot y Meunier, 1996), originados por flujos de alta densidad de sedimentos, laminares y reológicamente plásticos (Dasgupta, 2003).

Conglomerados masivos matriz-sostén Gmm(b)

Yacen en capas de 50 cm de espesor, compuestas de gravas finas a medias, matriz sostén, con estructura masiva. Se presentan pobremente seleccionadas, con los clastos distribuidos caóticamente en una matriz fangosa (fig. 3.24). Los fenoclastos se componen de litoclastos de procedencia volcánica y silicoclástica, de intraclastos pelíticos y de restos de valvas y de troncos. Esta facies se haya asociada a las facies de lutitas negras marinas.

Interpretación

Depósitos de flujos de detritos marinos fangosos cohesivos (Shanmugam, 2002), originados por flujos de sedimentos de alta densidad, laminares, reológicamente plásticos (Dasgupta, 2003).

Brechas finas masivas o gradadas clasto-sostén (Brm)

Se muestran como cuerpos tabulares o lenticulares conformando el relleno pasivo de pequeñas depresiones, con espesores de 5 cm a 30 cm. Internamente están constituidas por brechas finas a sabulitas angulosas, líticas o pumíceas, de moderada selección y textura clasto sostén polimodal. Se exhiben generalmente masivas o gradadas. Entre los arreglos internos presentes, aparecen con gradación inversa desde una arena media-gruesa a una sabulita o brecha fina con clastos promedios de 1 cm (fig. 3.25) o con gradación inversa-normal.

Figura 3.22. Facies epiclásticas de conglomerados matriz-sostén (Gmm(a)) con geometría lobular originadas por depósitos de flujos de detritos.

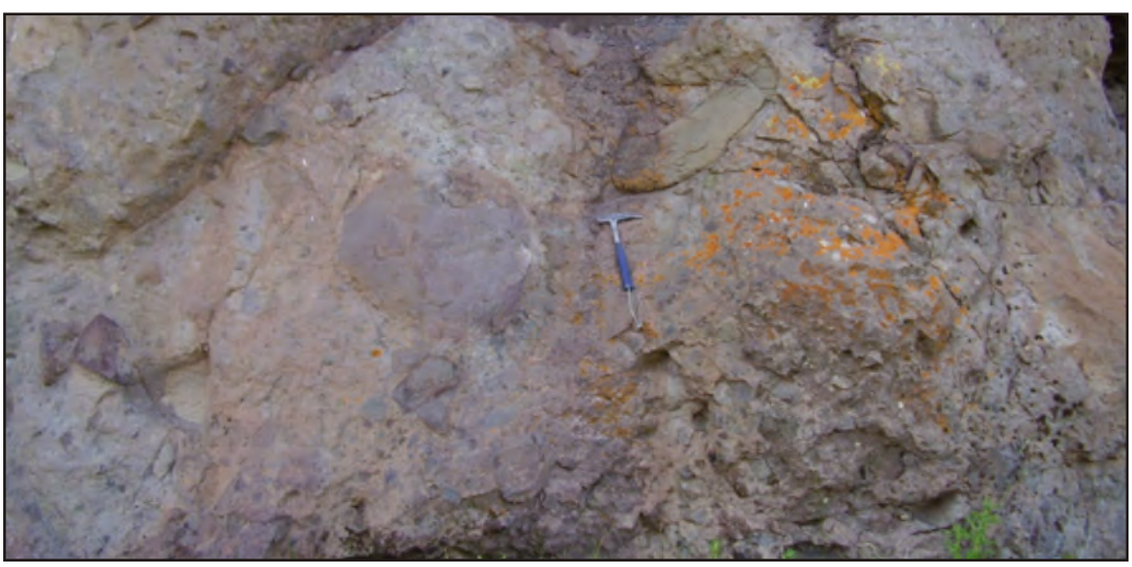

Figura 3.23. Detalle de las facies epiclásticas de conglomerados matriz-sostén (Gmm(a)).

Figura 3.24. Facies epiclásticas de conglomerados matriz-sostén (Gmm(b)) formadas por flujos de detritos cohesivos submarinos.

Figura 3.25. Facies epiclásticas de brechas masivas o gradadas (Brm) clasto-sostén. En el presente caso se muestran con gradación inversa.

Interpretación

Depósitos de flujos hiperconcentrados de alta descarga (Smith, 1986; Smith, 1987; Smith y Lowe, 1991; Bank y Chough, 1996), originados por flujos de sedimentos de alta densidad, transicionales entre laminares y turbulentos y semiplásticos desde el punto de vista reológico (Dasgupta, 2003).

Conglomerados masivos a crudamente estratificados clasto-sostén (Gm)

Se muestran como cuerpos tabulares de entre 0,5 m y 2 m de espesor, con contactos netos y textura clasto sostén polimodal de moderada selección. Presentan clastos subangulosos a subredondeados y matriz de una arena gruesa a sabulítica. Desde el punto de vista granulométrico, tienen tamaños promedios de 10 cm. Composicionalmente, estas facies son desde monomícticas a polimícticas. Con respecto a la estructura interna, se presentan masivas o crudamente estratificadas, mostrando guijones con el eje mayor paralelo a la estratificación (fig. 3.26).

Interpretación

Depósitos de flujos hiperconcentrados de alta descarga (Smith, 1986; Smith, 1987; Smith y Lowe, 1991; Bank y Chough, 1996), originados por flujos de sedimentos de alta densidad, transicionales entre laminares y turbulentos y semiplásticos desde el punto de vista reológico (Dasgupta, 2003).

Sabulitas y conglomerados finos estratificados clasto-sostén (Gh)

Yacen como sabulitas a conglomerados finos, con textura clasto sostén de moderada selección. Presentan litoclastos de rocas volcánicas y de rocas silicoclásticas de hasta 8 cm. La matriz está constituida de una arena con granulometría gruesa a medina. Se exhiben como cuerpos de geometría lenticular o como cuerpos tabulares, con contactos netos de 0,15 m a 0,5 m de espesor (fig. 3.26). Internamente tienen estratificación difusa, con los clastos más pequeños orientados paralelos a la estratificación y en ocasiones poseen gradación normal.

Interpretación

Depósitos de flujos hiperconcentrados de alta descarga (Smith, 1986; Smith, 1987; Smith y Lowe, 1991), originados por flujos de sedimentos de alta densidad, transicionales entre laminares y turbulentos y semiplásticos desde el punto de vista reológico (Dasgupta, 2003).

Sabulitas y conglomerados finos clasto-sostén con estratificación entrecruzada en artesa (Gt)

Se componen de sabulitas y conglomerados finos clasto-sostén, de moderada a buena selección y de composiciones variables. Se presentan en *sets* de entre 20 cm y 40 cm, internamente con estratificación entrecruzada en artesa.

Interpretación

Depósitos de corrientes turbulentas de baja densidad (Dasgupta, 2003). Migración de formas 3D desarrolladas por flujos unidireccionales en condiciones de bajo régimen de flujo (Leeder, 1999, Bridge 2006).

Conglomerados con estratificación entrecruzada planar a gran escala clasto-sostén (Gp(a))

Se componen de conglomerados clasto sostén con matriz arenosa de moderada a buena selección. Presentan clastos con formas redondeados a subredondeadas con tamaños promedios de 3 cm y máximos de 14 cm. Los clastos se disponen con el eje mayor contenido en el plano de la estratificación en sentido de la inclinación. Desde el punto de vista composicional, están constituidos por litoclastos de rocas volcánicas andesíticas, riolíticas e ignimbríticas y minoritariamente por litoclastos del basamento. Esta facies se da en cuerpos alongados lateralmente con espesores de hasta 4m, con bases irregulares suavemente erosivas. Desarrollan una estratificación entrecruzada a gran escala conformada por capas de entre 5 cm y 15 cm de espesor que inclinan aproximadamente ente 10° y 20° (fig. 3.27).

Interpretación

Esta facies representa depósitos de flujos hiperconcentrados (Smith, 1986; Smith, 1987; Smith y Lowe, 1991) en transición a flujos de sedimento de baja densidad traccionales. En función de la macroforma que constituyen, pueden ser interpretados como depositados sobre una “superficie de avalancha” o de fuerte pendiente (Blair y McPherson, 2007).

Conglomerados con estratificación entrecruzada clasto-sostén (Gp(b))

Yacen como cuerpos de bases erosivas con estratificación entrecruzada planar constituida por capas de 5 cm a 10 cm de espesor que se agrupan en *sets* de hasta 1 m de espesor. Esta facies se caracterizan por gravas finas a sabulitas, de composiciones variadas y textura clasto sostén de moderada selección (fig. 3.28).

Interpretación

Representan depósitos de formas de fondo de dunas 2D (Leeder, 1999), originadas por flujos de sedimentos de baja densidad, unidireccionales, newtonianos, turbulentos y traccionales (Dasgupta, 2003).

Conglomerados con gradación normal clasto-sostén (Gn)

Esta facies se constituye de conglomerados con textura clasto sostén polimodal de moderada selección con escasa matriz arenosa. Presentan clastos redondeados y subredondeados con tamaños promedios de 1,5 cm. Los mismos corresponden a rocas volcánicas, silicoclásticas y a restos de valvas desarticuladas, orientadas paralelamente a la estratificación difusa, con la

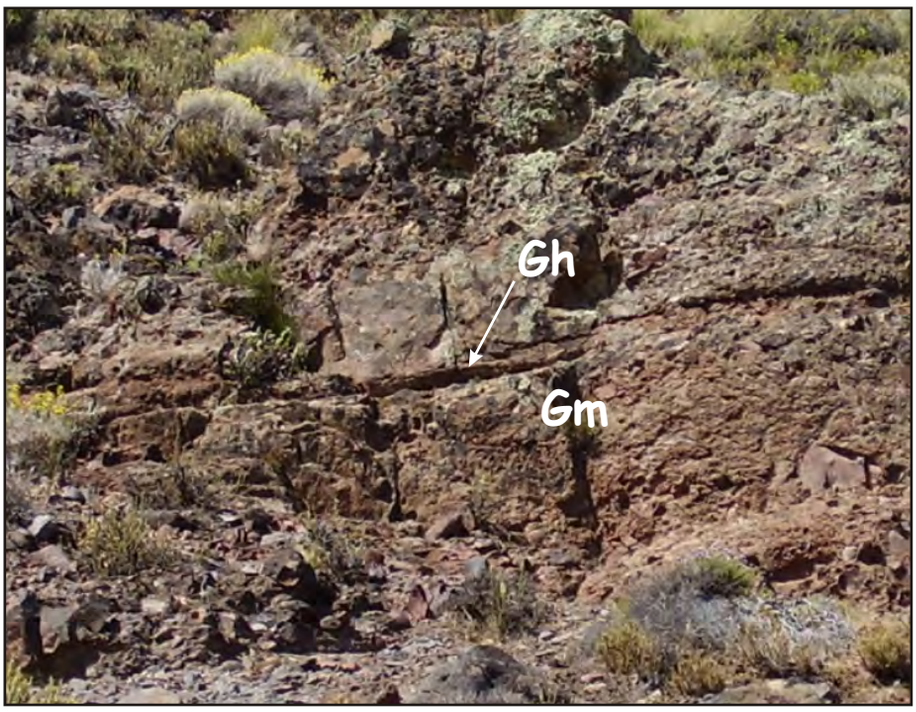

Figura 3.26. Facies epiclásticas de conglomerados masivos a crudamente estratificados clasto-sostén (Gm) generadas por la depositación de flujos hiperconcentrados. Además se pueden apreciar facies epiclásticas constituidas de sabulitas y conglomerados finos con estratificación horizontal clasto-sostén (Gh) que también están originadas a partir de la depositación de flujos hiperconcentrados.

Figura 3.27. Facies epiclásticas conformadas por conglomerados con estratificación entrecruzada a gran escala clasto-sostén (Gp(a)). Estas facies interpretan como flujos de depósitos hiperconcentrados subácueos desarrollados sobre una cara de avalancha.

parte cóncava hacia arriba. Se exponen en capas de límites irregulares, de 15 cm a 70 cm de espesor, con gradación normal y estratificación difusa (fig. 3.29).

Interpretación

Depósitos marinos de corrientes de turbidez gravosas (Shanmugam, 2002), originados por flujos de sedimentos de alta densidad, newtonianos y turbulentos (Dasgupta, 2003).

3.2.4.2) Facies epiclásticas psamíticas

Areniscas tobáceas masivas (Sm)

Se caracterizan por areniscas tobáceas o líticas de procedencia volcánica. Presentan granulometría gruesa a medina, color castaño oscuro y buena a moderada selección. Se muestran en bancos tabulares de entre 10 cm y 20 cm de espesor. Internamente se presentan masivas y en ocasiones con gradación normal.

Interpretación

Depósitos de flujos de detritos arenosos no cohesivos, originados por flujos laminares friccionales, reológicamente plásticos (Dasgupta, 2003).

Areniscas guijarrosas con estratificación horizontal (SGh)

Las facies SGh están constituidas por areniscas y areniscas guijarrosas monomícticas o polimícticas de granulometría gruesa a fina. Se presentan con textura clasto sostén de moderada selección en cuerpos de geometría tabular, con contactos netos no erosivos o gradacionales, con espesores de 10 cm a 30 cm o amalgamados (fig. 3.30). Interiormente presentan estratificación horizontal con capas entre 5 cm y 2 cm y arreglos generalmente granodecrecientes. En la base de las capas se pueden encontrar guijas paralelas a la estratificación.

Interpretación

Depósitos de flujos hiperconcentrados de sedimentos (Smith, 1986; Smith, 1987; Smith y Lowe, 1991), originados por flujos transicionales entre turbulentos y laminares, reológicamente semiplásticos (Dasgupta, 2003).

Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St).

Están constituidas por areniscas monomícticas o polimícticas silicoclásticas, de granulometría gruesa a fina. Se muestran con textura bien a moderadamente bien seleccionada. La geometría de los cuerpos es lenticular con contactos netos y erosivos. Interiormente presentan estratificación entrecruzada en artesa con *sets* aproximadamente 10 cm, con guijarros en su base y arreglos granodecrecientes (fig. 3.31).

Interpretación

Depósitos de corrientes turbulentas de baja densidad (Dasgupta, 2003). Migración de

Figura 3.28. Facies epiclásticas constituidas de gravas finas con estratificación entrecruzada planar clasto-sostén (Gp(b)) originadas por la migración de dunas 2D.

Figura 3.29. Facies epiclásticas conformadas por gravas finas con gradación normal clasto-sostén (Gn) formadas por depósitos de corrientes de turbidez submarinas gravosas.

formas 3D desarrolladas por flujos unidireccionales en condiciones de bajo régimen de flujo (Leeder, 1999; Bridge 2006).

Areniscas con estratificación entrecruzada (Sp)

Están constituidas por areniscas tobáceas o arcósicas, de moderada a buena selección, de granulometría gruesa a muy gruesa. Se presentan con estratificación entrecruzada planar y minoritariamente en artesa, en *sets* de entre 0,3 m y 0,7 m, integrados por capas de 1 cm o 2 cm (fig. 3.32).

Interpretación

Depósitos de carga de fondo, resultado de la migración de dunas 2D, originados por flujos de sedimentos diluidos traccionales, newtonianos y turbulentos. (Leeder, 1999).

Areniscas con estratificación horizontal (Sh)

Esta facies se compone de areniscas blanquecinas de granulometría medina a gruesa, de buena selección y composición lítica-tobácea. Se exhiben como cuerpos tabulares de entre 10 cm y 20 cm de espesor, con estratificación horizontal fina a laminación (fig. 3.33). Es importante destacar que esta facies en ocasiones desarrolla deformación sinsedimentaria suave o profusa (fig. 3.33 y 3.34).

Interpretación

Depósitos de capa plana, de alto régimen de flujo (Leeder, 1999), originados por flujos de sedimentos de baja densidad, newtonianos y turbulentos (Dasgupta, 2003).

Areniscas con laminación ondulítica y laminación horizontal (Sr)

Se muestran como capas tabulares de entre 10 cm y 25 cm con límites difusos. Se componen de areniscas tobáceas finas a medias, de colores rojizos o blanquecinos, con buena selección. Interiormente se presentan con óndulas o laminación ondulítica (fig. 3.35), a menudo obliteradas por estructuras de deformación sinsedimentaria o por bioturbación. La bioturbación se encuentra conformada por tubos verticales rectos o curvos y tubos horizontales (fig. 3.36), rellenos de arenas de granulometría más gruesa.

Interpretación

Depósitos de formas de fondo de bajo régimen de flujo por migración de óndulas, originados por flujos de sedimentos de baja densidad, turbulentos, combinados o unidireccionales (Leeder, 1999).

Figura 3.30. Facies epiclásticas conformadas por areniscas guijarrosas con estratificación horizontal (SGh) y límites difusos formadas por la depositación de flujos hiperconcentrados arenosos.

Figura 3.31. Facies epiclásticas constituidas de areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St) formadas por flujos diluidos que desarrollan formas de fondo 3D.

Figura 3.32. Facies epiclásticas de areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp) desarrolladas por la migración de formas de fondo 2D.

Figura 3.33. Arenas finas con estratificación de horizontal (Sh) formadas por flujos diluidos en condiciones de capa plana cercanas al alto régimen de flujo. También se muestra deformación sinsedimentaria a pequeña escala.

Figura 3.34. Deformación sinsedimentaria a gran escala desarrollada en las arenas que constituyen los tramos basales del Ciclo Cuyano en las nacientes del arroyo Carrán Curá, al N del paraje de Sañicó (véase mapa anexo).

Figura 3.35. Facies epiclásticas conformadas por areniscas finas con estratificación ondulítica (Sr).

Areniscas con estructuras monticulares (Shcs)

Yacen como capas tabulares de entre 10 cm a 20 cm de espesor constituidas por areniscas tobáceas blanquecinas, finas a muy finas y muy bien seleccionadas. Internamente presentan estructura monticular (*hummocky cross stratification*) (fig. 3.37) y en ocasiones pueden tener variaciones a facies estratificadas, pero con límites inferiores erosivos (fig. 3.38). Esta facies aparece localmente con las láminas entrecruzadas deformadas irregularmente, producto de deformación sinsedimentaria.

Interpretación

Depósitos de flujos de sedimentos de baja densidad combinados (oscilatorios + unidireccionales) con una componente débil de flujo unidireccional y alta tasa de agradación (Dumas y Arnott, 2006). Las variaciones con estructuras entrecruzadas de base erosiva que se intercalan con esta facies, indican baja tasa de agradación, probablemente relacionadas a posiciones más someras que las facies de Shcs (Dumas y Arnott, 2006).

Areniscas con gradación normal (Sn)

Se exhiben como areniscas líticas o tobáceas de colores castaños o blanquecinos, con granulometría variada y con buena a moderada selección. Yacen como cuerpos tabulares o lenticulares de bases irregulares erosivas, con espesores de entre 1,5 cm y 20 cm. Internamente se presentan con gradación normal, ocasionalmente presentan en su parte superior laminación fina o estructura ondulosa (fig. 3.39).

Interpretación

Depósitos marinos de corrientes de turbidez arenosas (Shanmugam, 2002) originados por flujos de sedimentos marinos de alta densidad turbulentos (Dasgupta, 2003).

3.2.4.3) Facies epiclásticas pelíticas

Pelitas laminadas (Pl(a))

Se constituye de arcilitas moradas a rojizas, limolitas y fangolitas grisáceas. Generalmente se muestran laminadas o masivas, en bancos de entre 5 cm y 30 cm de espesor (fig. 3.40). En ocasiones se pueden presentar con nódulos de hematita con tamaños menores a 1 cm. En ocasiones presentan restos de plantas fósiles, mientras que en el perfil PDA 3 (Anexo I y II), presentan briznas vegetales de colores oscuros de aproximadamente 1 cm.

Interpretación

Esta facies representa la decantación de materiales finos a partir de suspensiones. Las variaciones en su color, preservación de briznas vegetales y nódulos hematíticos, indican que éstos pueden haber sido el resultado de decantación de suspensiones subácueas con grados

Figura 3.36. Estructuras de bioturbación desarrolladas en las facies de areniscas finas con laminación ondulítica.

Figura 3.37. Facies epiclásticas de areniscas que desarrollan estructuras monticulares (Shcs) formadas por flujos oscilatorios-unidireccionales en condiciones de alto régimen de flujo.

Figura 3.38. Variaciones de las facies de arenas con estructuras monticulares que desarrollan base erosiva, relacionadas a condiciones de menor agradación en áreas más someras.

Figura 3.39. Facies espiclásticas constituidas por areniscas con gradación normal (Sn) y bases erosivas interpretadas como depósitos de corrientes de turbidez submarinas.

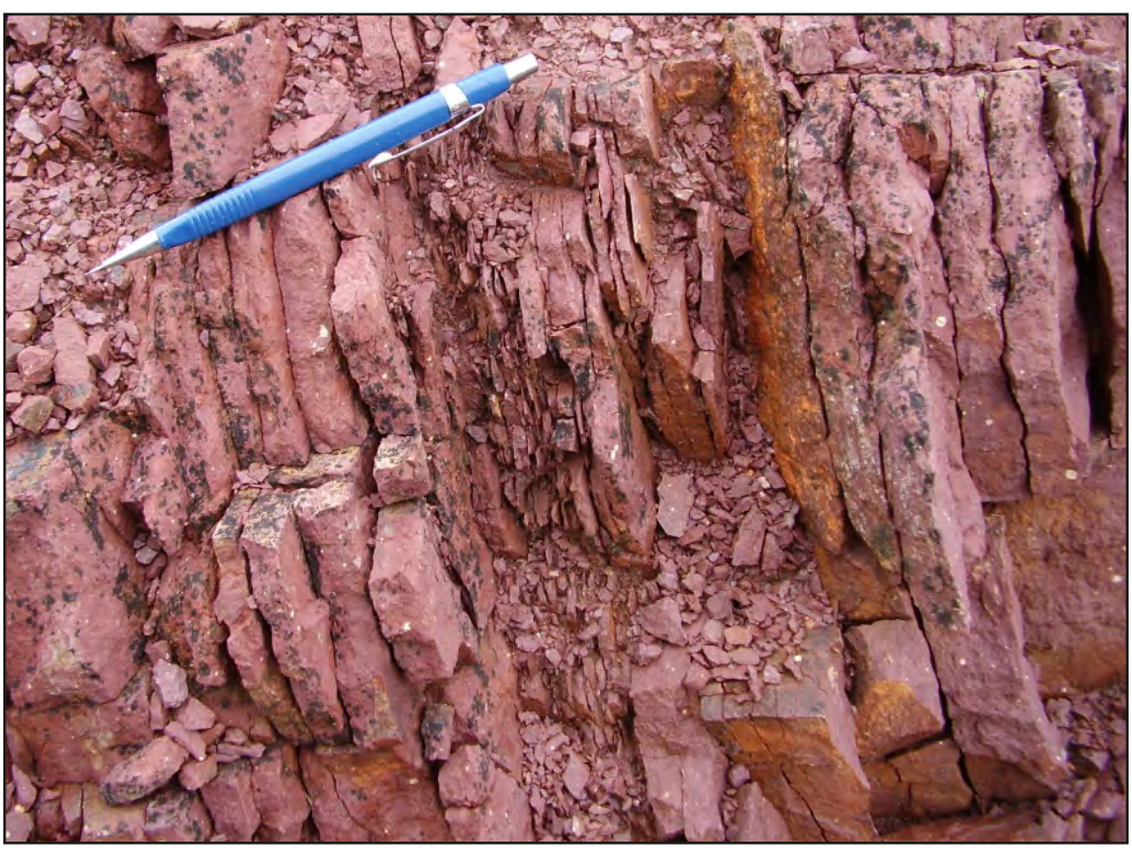

Figura 3.40. Facies epiclásticas conformadas por pelitas masivas o laminadas originadas por decantación en ambientes continentales (Pl(a)).

variables de oxigenación en un ambiente continenal (Collinson, 2002; Blair y Mc Pherson, 2007).

Lutitas y limolitas laminadas o masivas (Pl (b))

Se presentan como lutitas negras o limolitas blanquecinas u ocráceas, en bancos tabulares de 10 cm a 60 cm de espesor (fig. 3.41). Internamente se muestran laminadas o masivas, con abundantes briznas vegetales, restos de hojas y restos de bivalvos y amonites.

Interpretación

Depósitos de decantación de materiales finos a partir de suspensiones en un ambiente marino de baja energía, con alta participación de material orgánico. Las facies de pelitas negras denotan bajo grado de oxigenación.

3.2.4.4) Facies carbonáticas

Grainstones (GR)

Se muestran como bancos amalgamados o tabulares de límites netos de entre 10 cm y 40 cm de espesor. Se presentan con estructura depositacional reconocible o no reconocible, producto de un reemplazo parcial o total por sílice (fig. 3.42). Cuando se pueden apreciar sus rasgos primarios, se observa una textura clasto sostén conformada de peloides, bioclastos bivalvos (fig. 3.42) y fragmentos calcáreos de una granulometría medina a muy gruesa. Aisladamente presentan fragmentos calcáreos de hasta 3 cm de largo y litoclastos de rocas volcánicas intermedias y ácidas. En ocasiones, pueden observarse estructuras de estratificación horizontal y entrecruzada.

Interpretación

Depósitos de flujos traccionales originados por flujos de sedimentos de baja concentración, turbulentos, desarrollados en un ambiente con alta tasa de producción de fragmentos calcáreos esqueletales y no esqueletales (Tucker, 2001).

Mudstones laminados (Ml)

Esta facies se constituyen de capas de *mudstones* de entre 10 cm y 20 cm de espesor, de colores grisáceos a negros. Se presentan parcial o totalmente silicificadas, donde generalmente es muy dificultoso observar sus características depositacionales primarias. Cuando éstas se aprecian, se observan finas láminas y una estratificación fina horizontal (fig. 3.43).

Interpretación

Depósitos de decantación en un ambiente de baja energía, con alta producción de fango carbonático y poco aporte clástico (Tucker, 2001).

Figura 3.41. Facies de pelitas negras laminadas (Pl(b)) con restos de vegetales y de invertebrados marinos, originadas por decantación costa afuera (*offshore*).

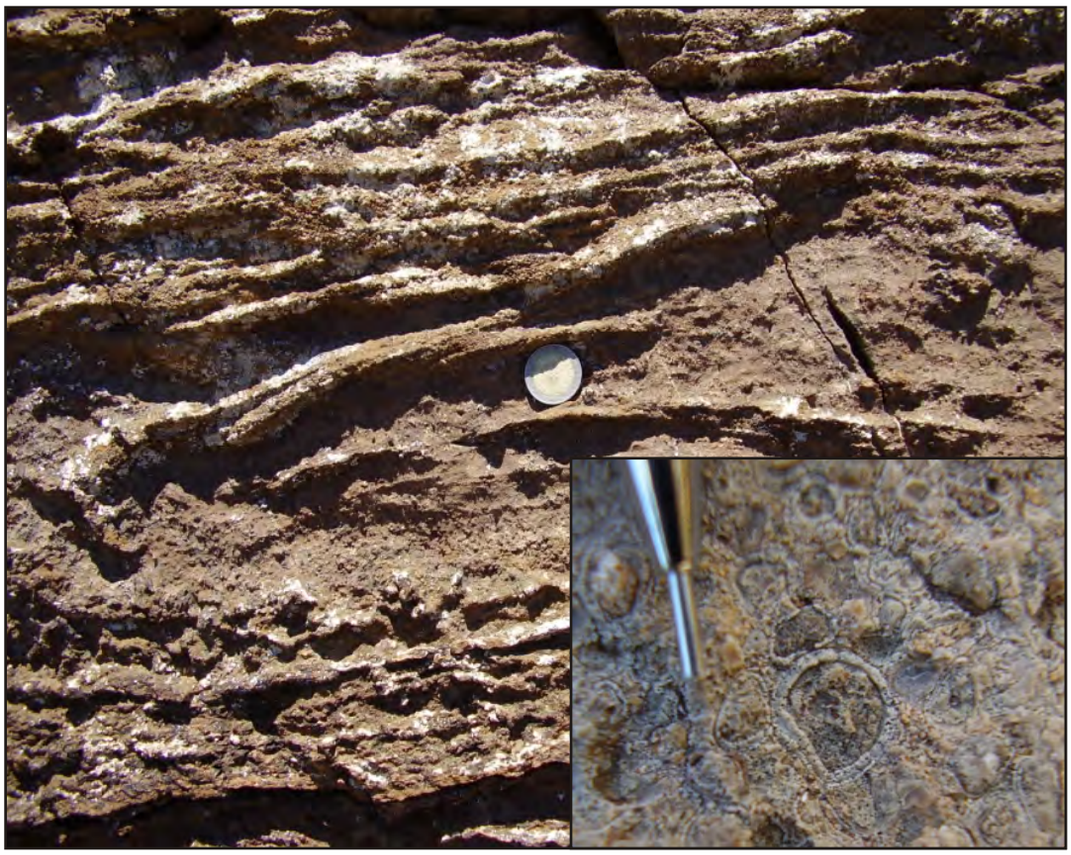

Figura 3.42. Facies carbonáticas conformadas por *grainstones* peloidales con estructuras tractivas (Gr).

Boundstones estromatolíticos (BE)

Esta facies se compone de calizas grisáceas, parcial o totalmente silicificadas, en cuerpos de entre 0,1 m y 1,5 m. Internamente se presentan laminares o conformando estructuras bulbosas (fig. 3.44) o columnares (fig. 3.45) de 10 cm a 35 cm de diámetro y de entre 20 cm y 60 cm de alto. Los bulbos y/o las columnas pueden poseer estructuras bandeadas o monticulares con tabiques internos de escalas milimétricas, o mostrarse interiormente masivos producto del reemplazo silíceo. Es importante destacar que se encontraron formas laminadas totalmente silicificadas intercaladas con bandas compuestas de sílice.

Interpretación

Formas de crecimiento algal desarrolladas en aguas someras con poco aporte clástico. Las formas tabulares y domosas, corresponderían a estromatolitos del tipo SH-C y LLH-C, mientras que las formas laminares, corresponderían a estromatolitos de tipo planar (Tucker, 2001).

Figura 3.43. Facies carbonáticas de *mudstones* masivos o laminados (Ml) formadas por decantación en un medio con alta tasa de producción de carbonatos.

Figura 3.44. Facies de calizas constituidas de *boundstones* estromatrolíticos (BE) de forma bulbosa.

Figura 3.45. Facies de *boundstones* estromatrolíticos (BE) de forma columnar.

3.3) Análisis Microscópico

En el siguiente inciso se avanzará en la caracterización petrográfica de las litofacies definidas anteriormente. Es importante recalcar que salvo la organización de las microfacies dentro de categorías mayores (rocas volcánicas, piroclásticas, epiclásticas y carbonáticas -véase inciso 3.3.1-), en este apartado no se encontrará un correlato entre el análisis al microscopio y el análisis dinámico de de las litofacies. Generalmente los resultados aportados por el análisis microscópico no tienen injerencia en las interpretaciones hidrodinámicas de las facies. Los mismos apuntan a dilucidar la composición detrítica cualitativa y los procesos post-depositacionales, tratándose de las rocas sedimentarias, y la composición, los parámetros texturales cualitativos y los procesos pre-emplazamiento, sin-emplazamiento y post-emplazamiento, tratándose de rocas volcánicas y piroclásticas. Los resultados del análisis microscópico y litofacial serán las "piezas" utilizadas para ensamblar el "rompecabezas" que constituye el modelo de facies.

A continuación, a modo de resumen, se presentarán las microfacies diferenciadas en función de sus características composicionales, parámetros texturales y tipo/grado de alteración (fig. 3.46). Por último, es importante destacar que la interpretación de las microfacies volcánicas, piroclásticas, epiclásticas y carbonáticas se ha realizado mediante conceptos sistemáticos (Hagel, 1979; Ramdohr, 1980; Adams *et al.*, 1984; Stephen y Montanam, 1992; Mc Phie *et al., 1993*; Askren *et al.*, 1997; Scasso y Limarino, 1997; McArthur *et al.*, 1998; Best y Christiansen, 2000; Tucker, 2001; Allen y Mc Phie, 2003; Gifkins *et al*., 2004; Gifkins *et al*., 2005; Quane y Russell, 2005; López y Bellos, 2007).

3.3.1) Análisis microscópico de las rocas volcánicas

Microfacies de rocas volcánicas andesíticas (RVA)

Se exhiben con texturas seriadas (fig. 3.47D), microporfíricas a porfíricas y/o glomeroporfíricas (fig. 3.47C), donde los cristales faneríticos (entre el 5 % y 30 %) se hallan inmersos en pastas con texturas pilotáxicas, traquíticas, vítreas recristalizadas (fig. 3.47B) y minoritariamente intergranunlar con seudomorfos de olivinas (fig. 3.47E). En función de los feno/microfenocristales, se pueden diferenciar tres variedades: andesitas basálticas, andesitas piroxénicas y andesitas hornblendíferas. Las plagioclasas (An30-An44) se presentan con hábitos tabulares a cuadrangulares y formas subhedrales y anhedrales, con tamaños de entre 0,1 cm y 0,7 cm. Se muestran esqueletales, con textura cribada gruesa (*coarse sieve-texture*) o zonadas con núcleos parcialmente alterados. Los piroxenos se presentan como augita en prismas subhedrales a euhedrales, tamaños de entre 1,2 mm a 0,5 mm, generalmente libres de alteración.

	código	texturas/microestructuras	composición	alteración/diagénesis
Rocas volcánicas	RVA	porfírica, glomeroporfírica, vitrofírica plagioclasas límpidas o zonadas, cribadas o límpidas. Microestructuras de disolución y reemplazo, cristales fracturados por enfriamiento brusco	andesítica.	sericítica -clorítica, carbonática y potásica
	RVD	porfírica	dacítica	sericítica -clorítica
	RVR	porfírica y vitrofírica. Con venas silíceas como microestructuras	riodacítica	silicificación
Rocas piroclásticas	IgnSA	vítrica.	riolítica-dacítica	argílica, sericítica, potásica y carbonática
	IgnS	vítrica.	dacítica	silicificación
	IgnD	vítrica. Esferulitas y litofisas como microestructuras.	riolítica-dacítica.	desvitrificación a alta temperatura
	DFByC	microestructuras de disolución y reemplazo	andesítica.	soluciones hidrotermales que movilizan óxidos de hierro-ilmenita.
Rocas epiclásticas	REMA	clastos tangenciales flotantes o rectos	monomíctica andesítica	diagénesis temprana
	REMAjs	clastos tangenciales, flotantes o rectos. Microestructuras de disolución y reemplazo. Cristales con fracturación en rompecabezas	monomíctica andesítica	diagénesis temprana
	REMP	clastos tangenciales, flotantes o rectos	monomíctica piroclástica	diagénesis temprana
	REV	clastos tangenciales, flotantes o rectos	polimícticas de procedencia volcánica y silicoclástica	diagénesis temprana
	RES	clastos tangenciales, flotantes o rectos	silicoclástica	diagénesis temprana
Rocas carbonáticas	RCG	clastos flotantes	peloides, intraclastos y bioclastos	diagénesis temprana
	RCLM	laminación microbial. microestructura fenestral	cabonatos por segregación de microorganismos	diagénesis temprana
	RCM	microlaminación	fango carbonático	diagénesis temprana

Figura 3.46. Características de las microfacies definidas para este estudio.

En las variedades hornblendíferas, los cristales de hornblenda se exponen con tamaños de 0,3 a 0,6 mm, formas euhedrales a subhedrales, generalmente con bordes reabsorbidos y con reborde de opacos.

Respecto a la alteración, la microfacies andesíticas se encuentran con estados variables, desde incipiente a medio grado. Entre ellas se destacan la carbonatación, donde las plagioclasas están alteradas mayoritariamente a carbonatos de calcio (fig. 3.47H); la cloritización y sericitización, donde las plagioclasas son alteradas a sericitas y los mafitos a cloritas; y la alteración potásica donde las plagioclasas son reemplazadas por adularia esqueletal. Respecto a las estructuras, se ha encontrado microestructura vesicular o amigdaloide (fig. 3.47G), donde las vesículas están rellenas de cloritas o carbonatos, estructuras de disolución (fig. 3.47F) y reemplazo generalmente a agregados de sílice criptocristalina, fracturas hidráulicas rellenas por carbonatos (fig. 3.47H), estructuras de disolución y fracturas producto del brusco enfriamiento (*quenching*) (fig. 3.47B).

Microfacies de rocas volcánicas dacíticas (RVD)

Se presentan con textura porfírica o seriada, masivas o con foliación por flujo. Se muestran con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita (fig. 3.48A) o con fenocristales de plagioclasa y hornblenda (fig. 3.48B). Los fenocristales se encuentran inmersos en una pasta afanítica constituida por un arreglo de cuarzo y feldespato que le confiere una textura felsítica, la cual varía desde microcristalina hasta criptocristalina. Los fenocristales de cuarzo se presentan euhedrales o subhedrales con bordes reabsorbidos y tamaños de entre 0,5 mm y 0,3 mm. Los fenocristales de plagioclasa se exhiben euhedrales con núcleos alterados y cribados (textura cribada gruesa y fina), con tamaños de entre 7 mm y 0,5 mm, límpidos o zonados. Las biotitas aparecen con tamaños de entre 0,5 mm y 0,3 mm y están alineadas con el elemento de fábrica planar cuando se trata de una foliación por flujo y los cristales de hornblenda se muestran con formas euhedrales y tamaños de hasta 1 cm. Los minerales accesorios que se hallan presentes son apatita, circón y minerales opacos. Es importante destacar que en ocasiones se ha encontrado una variedad de dacita hornblendífera con textura porfírica a seriada, constituida por abundantes fenocristales de plagioclasa y hornblenda que puede llegar a constituir hasta el 45 % del volumen de roca. Se expone con alteración sericítica-clorítica incipiente o con silicificación con grados desde medios a altos (fig. 3.48A).

Microfacies de rocas volcánicas riodacíticas (RVR)

Se presentan con textura porfírica, fenocristales poco abundantes (< 15 % en volumen de roca) de cuarzo, biotita, feldespato potásico y plagioclasa. Se hallan inmersos en una pasta afanítica constituida por microlitos de cuarzo y feldespato anhedrales que conforman una

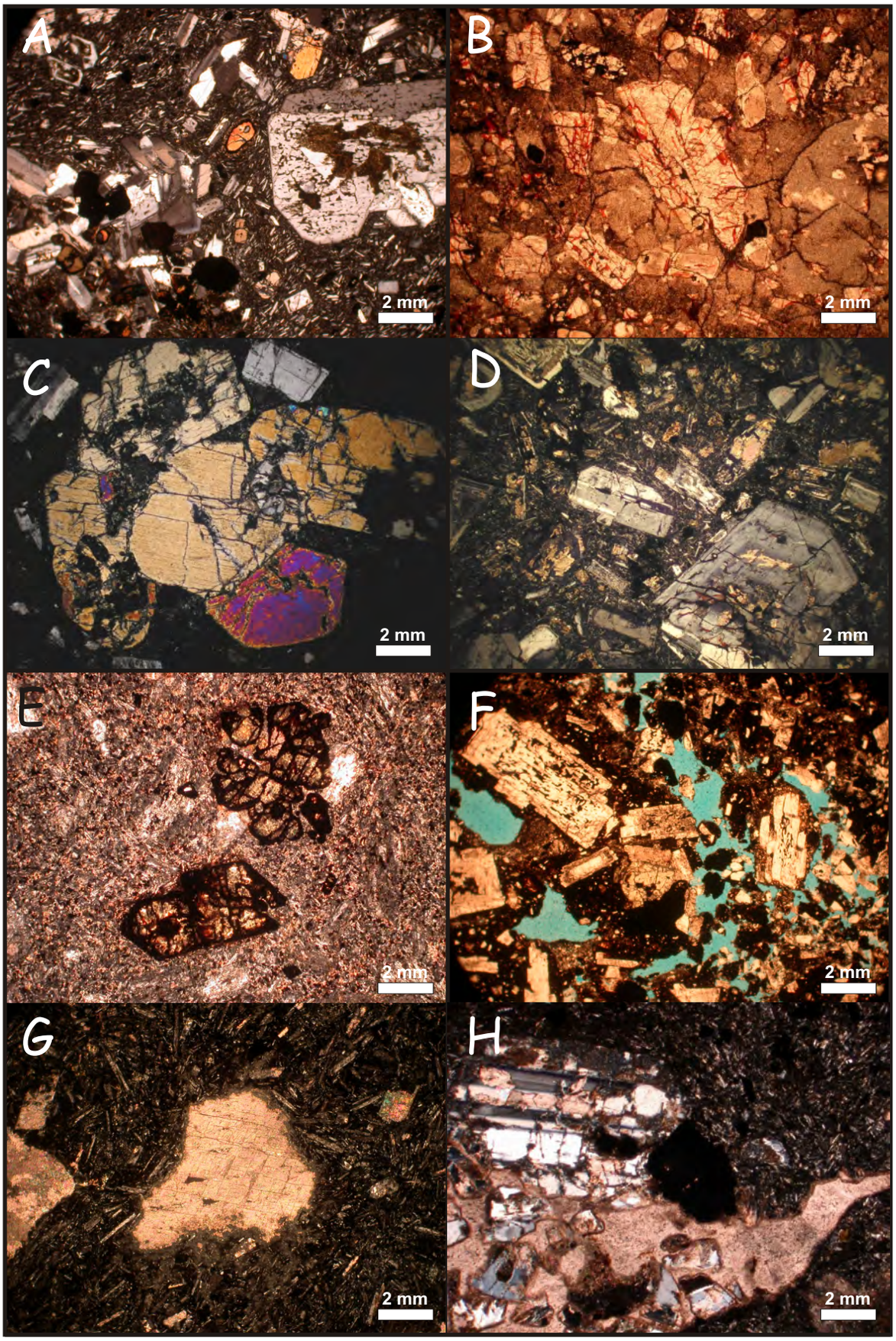

Figura 3.47. Características de las microfacies de rocas volcánicas andesíticas. A) Andesita horbléndica porfítica con pasta seriada. Presenta cumulatos dioríticos, fenocristales de Pg con textura cribada gruesa y cristales de Hbl con un reborde delgado de opacos. B) Andesita vitrofítica con fracturas producidas por el brusco enfriamiento. C) Andesita con fenocristales Cpx que constituyen una textura glomeroporfírica. D) Andesita con textura seriada y alteración clorítica-sericítica incipiente. E) Andesita basáltica con pasta intergranular y pseudomorfos de Ol. F) Andesita con estructura de disolución (azul = resina). G) Andesita con pasta pilotáxica y vesículas rellenas de carbonatos. H) Andesita con fracturación hidráulica rellena de carbonatos.

textura felsítica o por microlitos de cuarzo y feldespato con bordes lobados que forman una textura micropoiquilítica (vidrio recristalizado) (fig. 3.48C). Los fenocristales de cuarzo presentan tamaños de entre 3 mm y 0,5 mm, euhedrales con bordes reabsorbidos (fig. 3.48D) o subhedrales y anhedrales. Los fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico se exhiben euhedrales o subhedrales, generalmente límpidos, con tamaños de entre 5 mm y 0,3 mm. Los cristales de biotita aparecen límpidos con tamaños de aproximadamente entre 1 mm y 0,5 mm. Esta facies aparece parcialmente o totalmente silicificada con venas y fracturas rellenas de agregados de sílice como estructuras y microestructuras asociadas (fig. 3.48C).

Consideraciones sobre las características de las microfacies volcánicas

En sentido amplio, las rocas volcánicas analizadas comprenden un rango composicional que se extiende desde andesitas basálticas a riolitas (andesitas basálticas, andesitas, dacitas y riolitas) (fig. 3.49). Las diferentes variedades de microfacies de andesitas (RVA), sugieren diferentes condiciones de composición, temperatura, presión y presión de fluidos. De tal forma, los pseudomorfos de olivinas en las andesitas basálticas, indican una fuente poco evolucionada, de composiciones más básicas y de mayor temperatura (Askren *et al.*, 1997). Por otro lado, las andesitas piroxénicas y andesitas hornbléndicas, indican diferentes condiciones de temperatura, presión de fluidos y presión de confinamiento, necesarias para estabilizar termodinámicamente los fenocristales de hornblenda o clinopiroxenos. Las microfacies de dacitas (RVD) y riodacitas (RVR) presentan fenocristales de hornblenda y/o biotita. La presencia de fenocristales de hornblenda en las microfacies de andesitas y dacitas, indica composiciones hidratadas de los magmas, con concentraciones de agua mayores o iguales al 5 % en peso y presiones de confinamiento de 1 kb a 3 kb (entre 4 km y 10,5 km) (Best y Christiansen, 2000).

Como se pudo apreciar en los párrafos precedentes, a pesar de las variaciones composicionales, las rocas volcánicas generalmente presentan arreglos texturales similares. Por esta razón, las diferentes texturas serán evaluadas de manera conjunta, en función de sus trayectorias cinéticas y de cristalización (fig. 3.50), realizándose, en caso de ser necesario, la vinculación con las modas composicionales.

Las texturas porfíricas involucran dos estadios en la historia de enfriamiento del líquido magmático. Un estadio inicial, de lento enfriamiento, donde los cristales nucleados se encuentran en “dominios de enfriamiento plutónico”, creciendo y alcanzando el tamaño relativo para denominarse fenocristales. En estas condiciones, luego de la cristalización inicial, el magma experimenta un episodio de rápida pérdida de calor, debido a una intrusión somera o extrusión (fig. 3.50), generando una textura afanítica (pasta), la cual implica una alta tasa de nucleación de cristales respecto a la tasa de crecimiento, producto de una rápida disminución de la temperatura. Las variaciones cripto a microcristalinas y la existencia de cristales bien

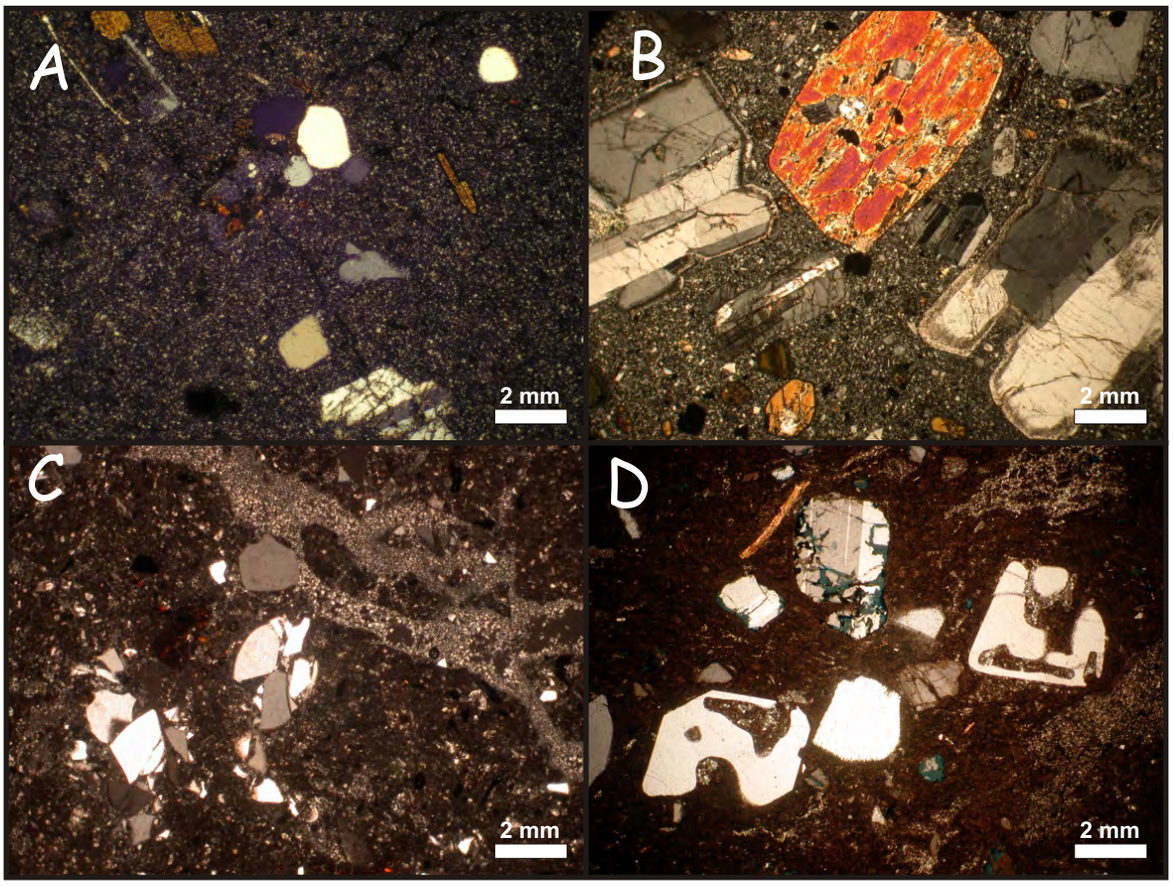

Figura 3.48. A) Microfacies dacíticas con fenos de Qtz y Pg inmersos en una pasta felsítica criptocristalina. B) microfacies dacítica constituida de fenocristales de Hbl límpidos y Pg con textura cribada fina, inmersos en una pasta felsítica microcristalina. C) Microfacies de riodacitas con fenocristales de Qtz y FK fracturados inmersos en un pasta micropoikilítica resultado de la recritalización del vidrio a alta temperatura. También se muestra venas rellenas de material silíceo. D) Microfacie riodacítica donde se aprecian fenocristales de Qtz engolfados, Pg fracturadas y cristales de Bt, inmersos en una pasta criptocristalina con silicificación penetrativa.

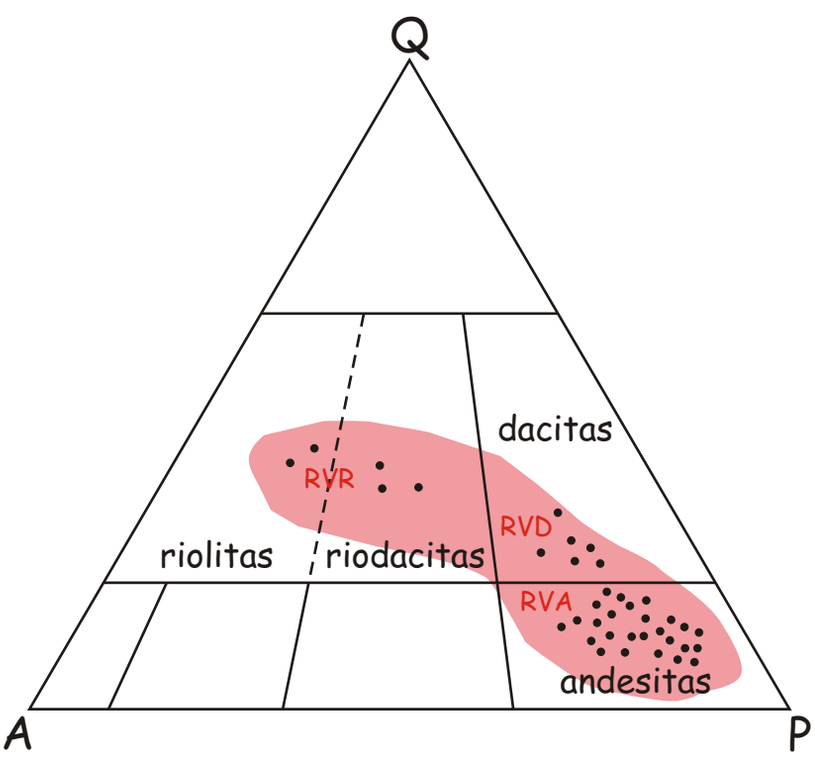

Figura 3.49. Diagráma de clasificación QAP' esquemático donde se muestra el rango composicional de las 37 muestras rocas volcánicas analizadas para el ciclo Precuyano. Q=Cuarzo, A= Feldespatos alcalinos y P= Plagioclasas (An 100-An05).

formados o esqueletales en las pastas afaníticas, indican variaciones en la tasa de enfriamiento/sobreenfriamiento (Best y Christiansen, 2000). La textura vitrofírica es una variedad de textura porfírica, donde el segundo estadio de enfriamiento se produjo bruscamente sin posibilitar la nucleación de cristales, formando un líquido altamente viscoso, desordenado atómicamente, denominado vidrio. Asociadas a las texturas vitrofíricas, se han encontrado fenocristales fracturados producto del rápido enfriamiento (*quenching*) (Mc Phie *et al.*, 1993; Allen y Mc Phie, 2003). La textura glomeroporfírica es otra variación de textura porfírica, la cual implica que los fenocristales crecieron suspendidos en contactos unos con otros (Best y Christiansen, 2000). La textura seriada sugiere una tasa de enfriamiento gradual, evidenciada por la ausencia de un hiato en el tamaño de los cristales (Llambías, 2008). Esta textura sólo fue encontrada en las variedades de microfacies andesíticas (RVA).

Es importante destacar que, a su vez, los arreglos texturales vistos anteriormente pueden presentar otros indicadores texturales que otorgan información sobre las trayectorias de cristalización. La evaluación de ciertas texturas desarrolladas en una especie de cristal, pueden indicar desequilibrios termodinámicos relacionados a variaciones en las condiciones de temperatura, presión y composición. Aislando las variables primordiales del desequilibrio, de manera cualitativa, se puede realizar una inferencia sobre las trayectorias de cristalización ocurridas en el reservorio magmático (variaciones de temperatura, presión y composición) y sobre las variaciones en la trayectoria de cristalización ocurridas producto de la erupción y emplazamiento (variaciones de presión y temperatura). En las microfacies andesíticas, los cristales de plagioclasa con textura cribada y bordes reabsorbidos, se originan por rápida descompresión (fig. 3.50) con una pérdida mínima de calor (*coarse sieve-texture*) o por variaciones composicionales ocurridas en la cámara magmática (*fine sieve-texture*) (Stephen y Montana, 1992; Best y Christiansen, 2000). Las condiciones de descompresión pueden ser alcanzadas durante el ascenso del magma a gran velocidad. Estudios experimentales sugieren que la tasa de ascenso puede superar los 10 m/s (Stephen y Montana, 1992). En las microfacies de andesitas (RVA), los fenocristales de hornblenda que aparecen manteados por minerales opacos, se originan por una lenta desvolatilización, la cual disminuye la presión parcial de agua dentro del sistema, estabilizando fases anhidras. Estudios experimentales indican que las tasas de ascenso para desarrollar una lenta desvolatilización deben ser del orden de 15 metros por día a 50 metros por día (Best y Christiansen, 2000; Rutherford y Gardner, 2000). Por último, en las microfacies de dacíticas (RVD) y riodacitas (RVR), los fenocristales de cuarzo con bordes reabsorbidos también pueden ser atribuidos a descompresión.

Con respecto a la alteración, en las microfacies andesíticas y de andesitas basálticas no se desarrolla de manera penetrativa. Exceptuando las zonas de fracturas, donde se pueden presentar de manera avanzada, los grados de alteración van desde débiles a moderados (Gifkins

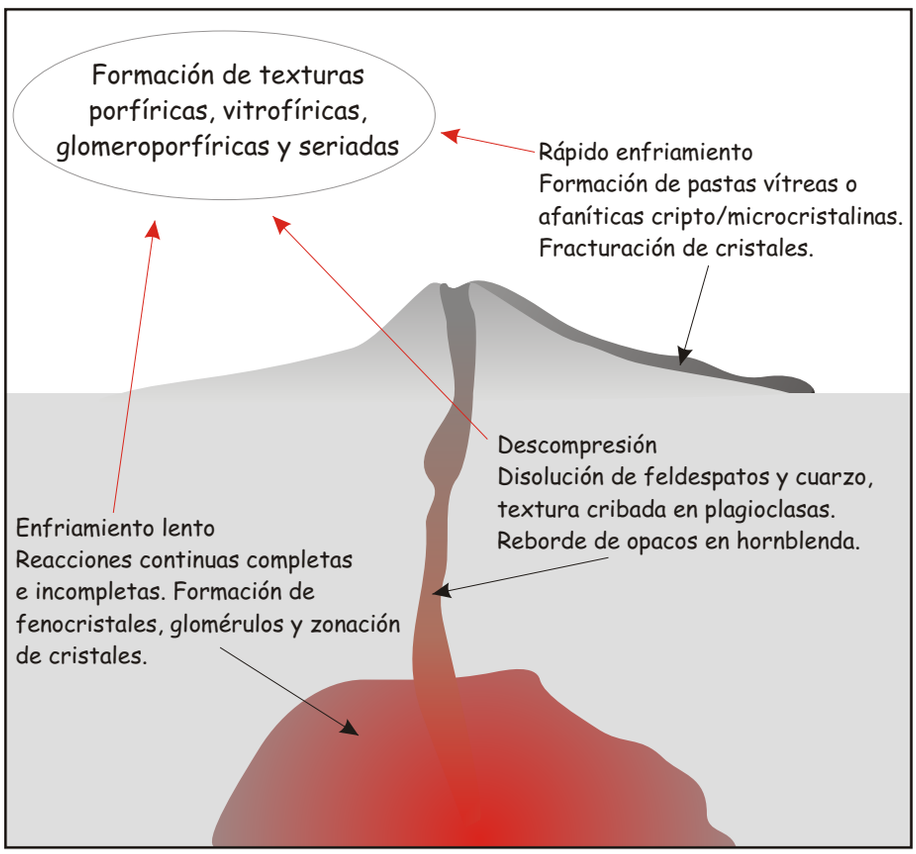

Figura 3.50. Gráfica conceptual donde se muestran los diferentes parámetros y atributos texturales en función de la trayectoria de cristalización.

et al., 2005), destacándose la alteración clorítica-sericítica y encontrándose de manera saltuaria la alteración potásica y carbonática. Vinculadas a algunas microfacies andesíticas, se han observado vesículas y amígdalas, que se originan por la nucleación, crecimiento e implosión de burbujas producto de la descompresión (López y Bellos, 2007). Las microfacies dacíticas generalmente presentan una alteración clorítica-sericítica incipiente y minoritariamente muestran grados variables de silicificación. En las microfacies de riodacitas, se han encontrado en diferentes sectores una silicificación penetrativa y avanzada, asociada con venas de sílice. Relacionadas a ésta, se hallaron texturas de disolución y de disolución y reemplazo que indican la circulación de fluidos en desequilibrio termodinámico.

3.3.2) Análisis microscópico de las rocas piroclásticas

Microfacies de ignimbritas (Ign)

Las ignimbritas poseen mayoritariamente composiciones riolíticas-dacíticas y minoritariamente andesíticas. Se presentan con texturas vítricas y ocasionalmente cristaloclásticas y litoclásticas. Las ignimbritas vítricas se caracterizan por vitroclastos pumíceos con tamaños de 2 mm a 15 mm, internamente se exhiben con textura no reconocible, con tubos de escape de gases paralelos o con vesículas redondeadas. Cuando son preservadas sus características primarias, se puede observar que la matriz está constituida por un agregado de trizas vítreas. Generalmente se presentan cuspadas y minoritariamente pumíceas y en plato, con tamaños de 3 mm a 0,5 mm, dispuestas de manera aislada, con contactos de tipo flotante, juntas, con ausencia de deformación o en contacto, con deformación parcial. Por su parte, los cristaloclastos se encuentran entre el 5 % y 25 %, están constituidos de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Los cristaloclastos de cuarzo se exhiben con tamaños de 0,2 mm a 4 mm, formas desde euhedrales a anhedrales, bordes límpidos o reabsorbidos y en ocasiones con microfracturas. Los cristales de plagioclasa y feldespato potásico se encuentran con tamaños de entre 10 mm y 2 mm anhedrales y subhedrales. Minoritariamente se encuentran cristaloclastos de biotita con tamaños de entre 0,1 mm y 4 mm. Los litoclastos se exponen con cantidades de entre el 5 % y el 30 % y se componen de rocas volcánicas riolíticas y andesíticas, rocas correspondientes al basamento ígneo-metamórfico, y minoritariamente de rocas sedimentarias. En función del grado y tipo de alteración se dividió a las microfacies de ignimbritas en tres diferentes grupos:

a) Microfacies de ignimbritas con alteración sericítica-argílica (IgnSA)

Se trata de ignimbritas con pómez deformados o redondeados reemplazados por agregados de sericita, óxidos de hierro y arcilla (fig. 3.51A). Sus bordes en ocasiones no se encuentran bien definidos, irradiándose agregados de sericita hacia la matriz. La matriz carece

de textura vitroclástica primaria, habiendo sido ésta totalmente obliterada por un agregado microcristalino de sericita, cuarzo, óxidos de hierro, clorita, arcilla y minoritariamente carbonato de calcio. En esta facies, los cristaloclastos de feldespato son parcial o totalmente alterados a sericita, carbonatos y adularia esqueletal.

b) Microfacies de ignimbritas con alteración silícea (IgnS)

Se observan totalmente silicificadas, los pómez y las trizas vítreas se muestran mayoritariamente no deformadas, flotantes o en contacto, y minoritariamente se encuentran los pómez deformados y las trizas deformadas y en contacto. Los vitroclastos son totalmente reemplazados por agregados de sílice cripto/microcristalina, en ocasiones teñidos por óxidos de hierro (fig. 3.51B y C). Es importante remarcar que cuando la alteración es avanzada, las texturas vitroclásticas primarias comienzan a ser obliteradas (fig. 3.51D). Asociadas a estas microfacies se encontraron estructuras de escape de gases, las cuales se manifiestan por la concentración de cristaloclastos y litoclastos y la elutriación de finos (fig. 3.51E).

c) Microfacies de ignimbritas desvitrificadas (IgnD)

Se presentan con los pómez constituyendo fiammes y trizas parcialmente deformadas, aunque todavía conservan porosidad (fig. 3.51F). Los vitroclastos son desvitrificados a una textura de cuarzo y feldespato microcristalino en mosaico o a una textura micropoikilítica, en la cual un agregado de cuarzo y feldespato oblitera las texturas primarias de la matriz. En los casos donde se encontró una textura micropoikilítica obliterando todas las texturas primarias de la matriz, de manera aislada, se observaron esferulitas y litofisas de 0,5 mm a 1,5 mm de diámetro (fig. 3.51G y H).

Microfacies de depósitos de flujos de bloques y cenizas (DFByC)

Se componen de litoclastos monocomposicionales andesíticos de formas subangulosas y subredondeadas, con texturas porfírica, microporfírica y glomeroporfírica, constituidas de cristales de plagioclasa y clinopiroxenos, inmersos en una pasta vítrea o criptocristalina, formada por cristalitos de plagioclasas (fig. 3.52A y B). Los litoclastos pueden desarrollar una profusa textura vesicular, conformada por vesículas redondeadas. Los cristaloclastos son mayoritariamente de plagioclasas angulosas y subangulosas, límpidas o con texturas cribadas. En ocasiones se encontraron los contactos de los clastos con estructuras de disolución y de disolución y relleno por agregados de argilominerales u opacos. Es importante destacar que los minerales opacos también aparecen en la pasta de muchos litoclastos como cristales bien formados. Su análisis calcográfico reveló que se componen de magnetita y hematita. La magnetita conforma cristales bien formados dentro de los clastos y del relleno de cavidades; en ambos casos se muestra con reflexión moderada, color gris claro a blanquecino y exhibe laminillas de desmezcla de ilmenita rosada que se disponen en orientaciones preferenciales (fig.

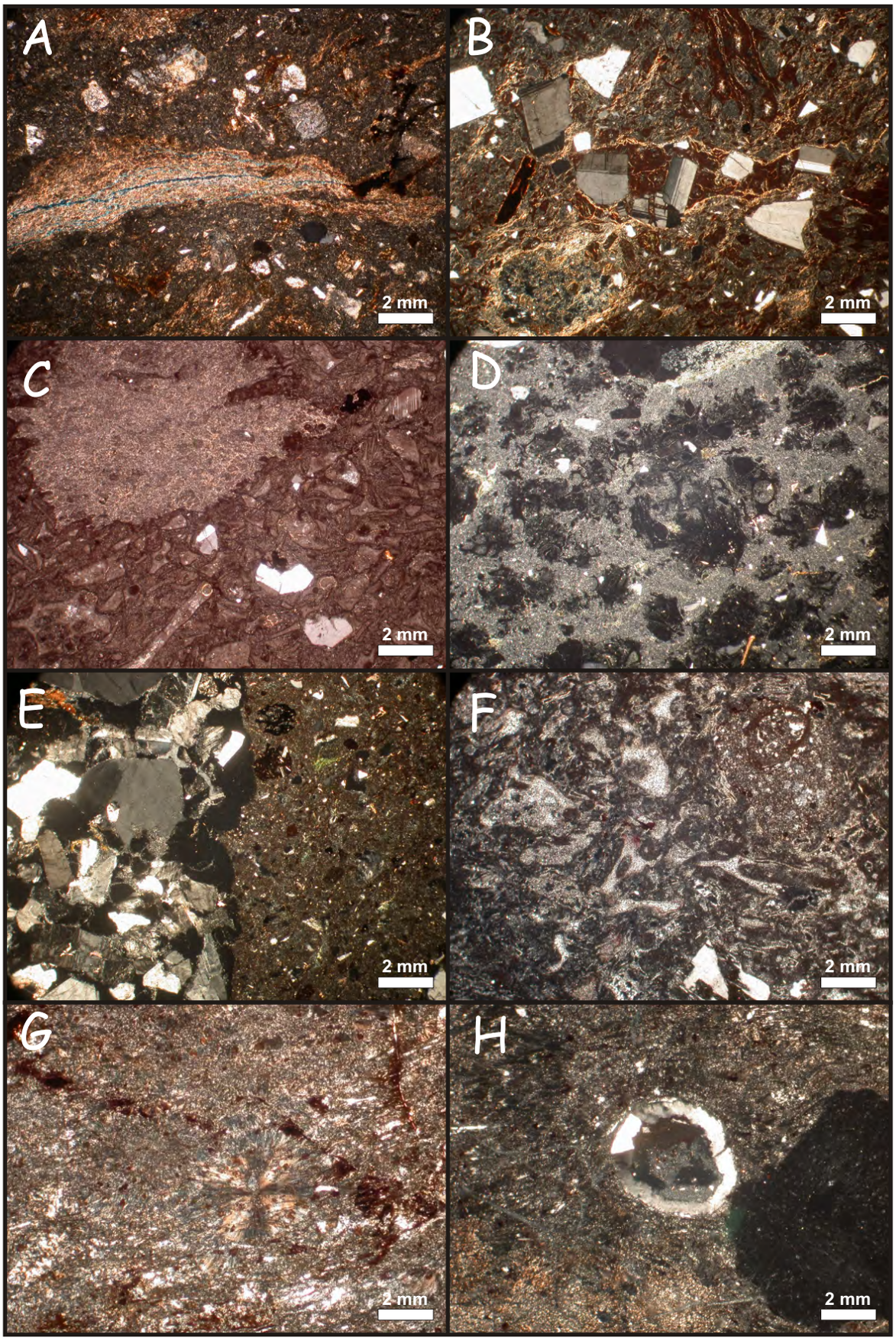

Figura 3.51. A) Microfacies de ignimbritas con alteración sericítica-argílica (IgnSA) donde las texturas primarias de la matriz se encuentran totalmente obliteradas. B, C, D y E) Diferentes grados de alteración por cristalización en fase vapor: B) moderada, C) Fuerte y D) penetrativa, comenzando a obliterar las texturas primarias. E) Corte efectuado sobre un *pipe* de elutriación donde se aprecia la concentración de los "gruesos". F, G y H) Microfacies de ignimbritas desvitrificasdas a alta temperatura (IgnD): F) trizas parcialmente deformadas recristalizadas a agregados de cuarzo microcristalino, se encuentran inmersas en una matriz con textura micropoikilítica, G) esferulitas aisladas dentro en una textura micropoikilítica, y H) desarrollo de litofísas. aisladas.

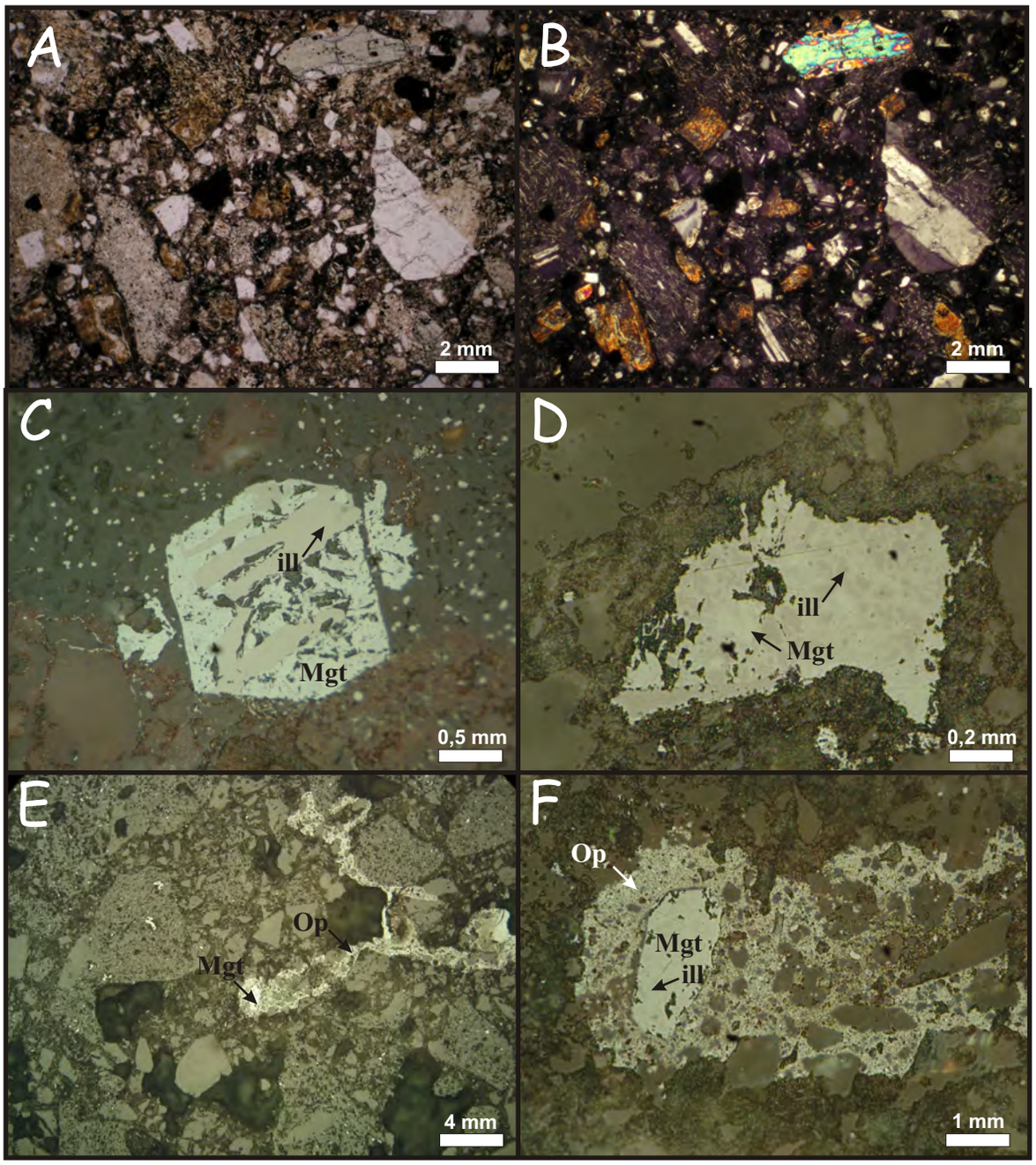

Figura 5.52. A y B) Petrografía de microfacies de depósitos de flujos de bloques y ceniza. Se puede apreciar la característica monomíctica de los materiales juveniles, con texturas vítreas o criptocristalinas y con similitud textural. C, D, E y F) Calcografía de microfacies de depósitos de flujos de bloques y ceniza: Mgt = magnetita, ill = ilmenita. C) Cristales bien formados de Mgt con desmezcla a ill. D) Se exhibe el relleno de una cavidad por Mgt con desmezcla a ilmenita. E y F) Se muestra cómo los cristales primarios de Mgt con desmezcla a ilmenita son disueltos, generandóse soluciones que rellenan los espacios primarios y secundarios.

3.52C y D). La hematita se presenta como relleno de espacios porosos primarios en las vecindades de los cristales de magnetita, con reflexión moderada, de colores blanquecinos a castaño claro (fig. 3.52E y F).

Consideraciones sobre las características de las microfacies piroclásticas

Las ignimbritas en estudio corresponden a ignimbritas texturalmente vítreas, de composiciones mayoritariamente riolíticas-dacíticas y minoritariamente andesíticas. Las microfacies de ignimbritas con alteración sericítica-argílica (IgnSA), presentan una alteración penetrativa, de moderada a fuerte (sensu Gifkins *et al.*, 2005). Los pómez en las microfacies IgnSA constituyen *pseudofiammes* inmersos en una matriz constituida por agregados de arcillas, sericita y óxidos de hierro (fig. 3.51A). Las texturas vitroclásticas primarias fueron totalmente reemplazadas y los cristaloclastos de feldespatos son parcial o totalmente alterados a sericita, carbonato de calcio o adularia esqueletal. El origen de la alteración sericítica y argílica puede deberse a una alteración diagenética o hidrotermal, a menudo inseparables y/o sobreimpuestas en terrenos volcánicos (Mc Phie *et al.*, 1993). Otras evidencias de alteración diagenética se observan en la distribución de los filosilicatos que remplazan a los pómez, los cuales sobrepasan sus límites alineándose perpendicularmente a la máxima dirección de deformación por compactación (Mc Phie *et al.*, 1993; Gifkins *et al.*, 2004; Gifkins *et al.*, 2005). La presencia de adularia sugiere intervención de soluciones de origen hidrotermal o deutérico. Referente al grado de soldamiento, estas ignimbritas se originaron por debajo de la temperatura de transición del vidrio, preservándose con bajo grado de soldamiento, estado vítreo y gran porosidad. Posteriormente fueron afectadas por fluidos diagenéticos/hidrotermales que borraron todas las características primarias de la matriz (fig. 3.54).

Las microfacies de ingnimbritas silicificadas (IgnS), se presentan con los vitroclastos totalmente reemplazados a un agregado cripto/microcristalino de sílice (fig. 3.51 B, C y D). Estas características sugieren una alteración por cristalización en fase vapor, resultado de la percolación de gases calientes a través de las mismas. Las aguas pueden ser aportadas por los gases atrapados en los vitroclastos, aguas subterráneas y/o por la desvitrificación (Cas y Wright, 1987; Wilson, 1993; Mc Phie *et al.*, 1993). La cristalización en fase vapor se desarrolla sin alterar las características físicas morfométricas de los vitroclastos (Streck y Grunder, 1995). Por esta razón, no sólo es posible discernir entre ignimbritas soldadas y no soldadas, sino también definir el grado de soldamiento de las mismas. En la mayoría de los casos, se trata de ignimbritas incipiente o parcialmente soldadas (Smith, 1960), de grados II/III de soldamiento (*sensu* Quane y Russel, 2005), donde las trizas aparecen cuspadas, flotantes o en contacto (fig. 3.53A). Ocasionalmente se encontraron ignimbritas alteradas por cristalización en fase vapor con pómez colapsados y trizas deformadas que corresponderían a ignimbritas densamente

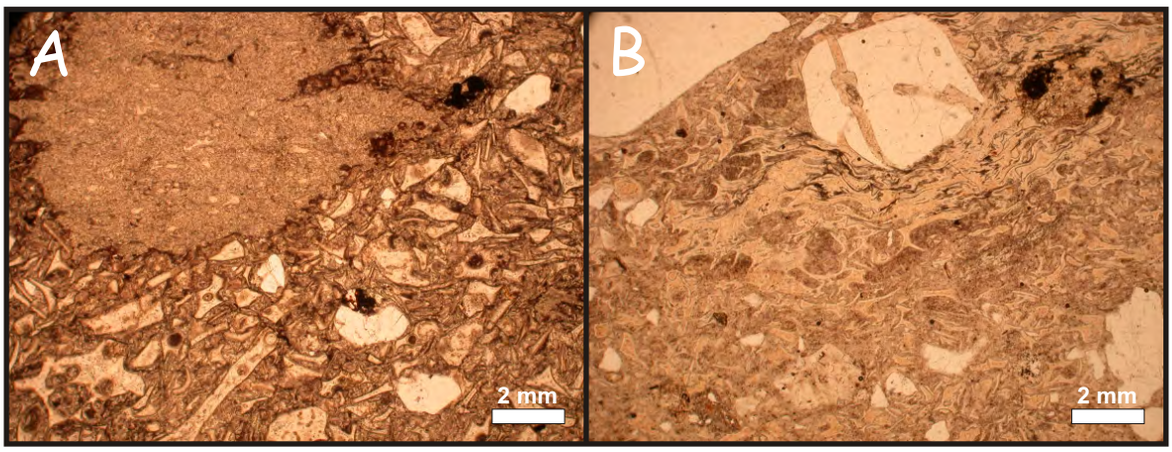

Figura 3.53. Microfotografías que muestran los grados extremos de soldamiento que fueron encontrados dentro del Ciclo Precuyano. A) Ignimbritas con grado de soldamiento incipiente o porcialmente soldadas. B) Ignimbritas densamente soldadas.

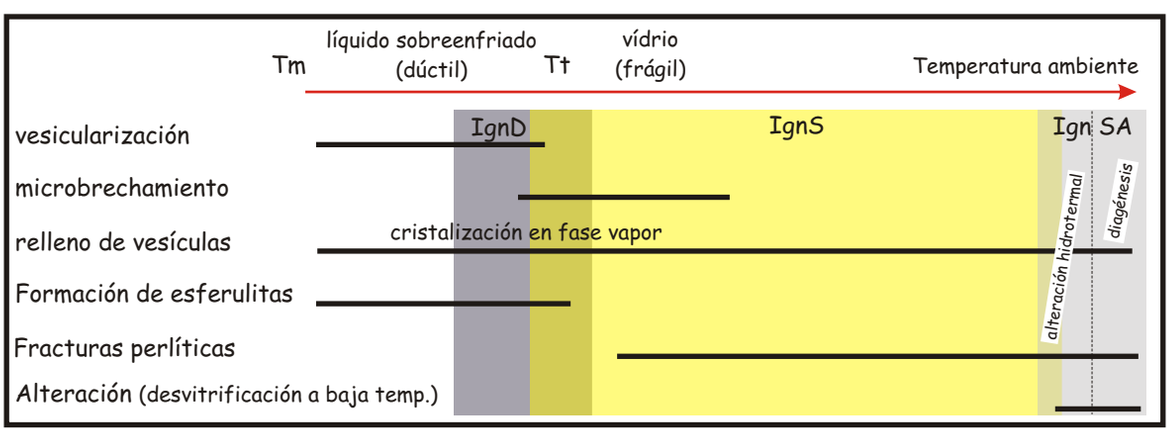

Figura 3.54. Relación entre las microestructuras encontradas en los depósitos piroclásticos y la temperatura . Tm = temperatura del magma, Tt= temperatura de transición del vidrio (Modificado de McArthur, *et al.*, 1998). Los colores representan las diferentes variedades de microfacies piroclásticas identificadas para el Ciclo Precuyano.

soldadas (Smith, 1960), de grado IV/V (*sensu* Quane y Russel, 2005), originadas por arriba de la temperatura de transición del vidrio (fig. 3.54) (Mc Arthur *et al.*, 1998).

Las microfacies de ignimbritas desvitrificadas (Ign D), presentan pómez y trizas deformadas recristalizadas y grados variables de obliteración producto de una textura micropoikilítica, con esferulitas y litofisas aisladas. Estos atributos indican: a) la temperatura de emplazamiento fue mayor o cercana a la temperatura de transición del vidrio, b) la tasa de enfriamiento fue rápida, pero lo suficientemente lenta como para permitir el desarrollo de esferulitas y textura micropoikilítica (fig. 3.54) (Mc Arthur *et al.*, 1998) -estado esferulítico en transición al estado vítreo, *sensu* Lofgren, 1971-, y c) un alto contenido de volátiles permitiendo el desarrollo de litofisas. En lo que concierne al grado de soldamiento, se pueden clasificar como densamente soldadas (fig. 3.53B) (Smith, 1960) o de grado IV/V (*sensu* Quane y Russel, 2005).

El análisis petrográfico de los depósitos de flujos de bloques y cenizas, sugiere que los mismos se originaron a partir del colapso de domos o coladas de composición andesítica (Cas y Wright, 1987). El material juvenil de estos depósitos está constituido íntegramente por litoclastos andesíticos y cristaloclastos de plagioclasas. La ausencia de material pumíceo y el grado bajo de vesicularización de los materiales juveniles, indica un colapso de tipo gravitatorio (Cas y Wright, 1987; Mc Phie *et al.*, 1993). Con respecto a la alteración y a las microestructuras, las estructuras de disolución y relleno por magnetita con desmezcla a ilmenita, se generan a temperaturas de entre 400 °C y 600 °C (Hagel, 1979; Ramdohr, 1980), sugiriendo el accionar de soluciones deutéricas o hidrotermales.

3.3.3) Análisis microscópico de las rocas epiclásticas

Microfacies de rocas epiclásticas monomícticas andesíticas con fracturas en rompecabezas (REMAjs)

Se conforman por una mezcla de litoclastos de lavas de composición andesítica, presentándose con homogeneidad textural o con diferentes texturas (ej. traquíticas, pilotáxicas, intergranular, seriadas y vítricas) y grados de alteración. Asimismo presentan cristaloclastos de plagioclasas y de manera excepcional cristaloclastos de piroxenos y vitroclastos blocosos (fig. 3.55). Los litoclastos constituyen entre un 60 % y 80 % de la roca, presentan un tamaño variado y formas mayormente angulosas y subangulosas. Internamente muestran micro/fenocristales de plagioclasas y clinopiroxenos inmersos en una pasta afanítica, generalmente traquítica o pilotáxica. Con respecto a las microestructuras, se observan principalmente cristaloclastos y secundariamente litoclastos fragmentados y dispersos con grados variables hacia la matriz. En

un caso incipiente de fragmentación, los cristales presentan estructuras en rompecabezas, exhibiendo ángulos de extinción similares bajo nicoles cruzados. Esto sugiere que los cristales experimentaron una débil deformación en forma de rotación de cuerpo rígido durante su dispersión (fig. 3.56A). Cuando la fragmentación se desarrolla con mayor eficiencia, los neoclastos comienzan a separarse más y a ser menos frecuente la estructura en rompecabezas, aunque se divisa que los fragmentos se corresponden unos con otros (fig. 3.56B y C). En un caso extremo de fragmentación, la mircoestructura en rompecabezas se observa escasamente desarrollada y los clastos muestran contactos de tipo flotante a tangencial, con espacios interclásticos vacíos o rellenos con cementos constituidos de minerales opacos o material arcilloso (fig. 3.56D). Es importante destacar que se han encontrado evidencias de estructuras de disolución y de disolución y relleno en los contactos entre los clastos (fig. 3.57).

Microfacies de rocas epiclásticas monomícticas andesíticas (REMA)

Los componentes principales de estas microfacies son litoclastos de rocas volcánicas de composición andesítica y cristaloclastos de plagioclasas y clinopiroxenos. Estas microfacies comparten las mismas características composicionales que las microfacies REMAjs (descriptas en el párrafo anterior). A diferencia de ellas, los clastos exhiben morfologías subredondeadas y subangulosas, con contactos tangenciales y levemente rectos (fig. 3.58). El espacio interclástico se encuentra ocluido por cementos argílicos, constituidos por agregados de illita/esmectita y de clorita/esmectita (fig. 3.58).

Microfacies de rocas epiclásticas monomícticas de composición piroclástica (REMP)

Se componen de litoclastos de ignimbritas con grados variables de alteración, cristaloclastos de cuarzo con bordes netos o reabsorbidos y feldespatos límpidos o alterados (fig. 3.59A). Los clastos se presentan angulosos, subangulosos y subredondeados, con contactos tagenciales o flotantes, presentándose el espacio interclástico parcial o totalmente ocluido por cementación argílica, ferruginosa o silícea.

Microfacies de rocas epiclásticas de procedencia volcánica (REV)

Los componentes principales son litoclastos de rocas volcánicas y piroclásticas y cristaloclastos. En general los clastos se presentan con morfologías subredondeadas y subangulosas, con contactos tangenciales y levemente rectos. El espacio interclástico se encuentra ocluido o parcialmente ocluido por diferentes tipos de cementos. Entre ellos se pueden mencionar: agregados de arcillas, agregados de óxidos de hierro, carbonato de calcio (poiquiestparítico) y agregados de sílice criptocristalina. Los volcaniclastos de esta facies están constituidos por andesitas, dacitas e ignimbritas, con grados variables de abundancia. Los

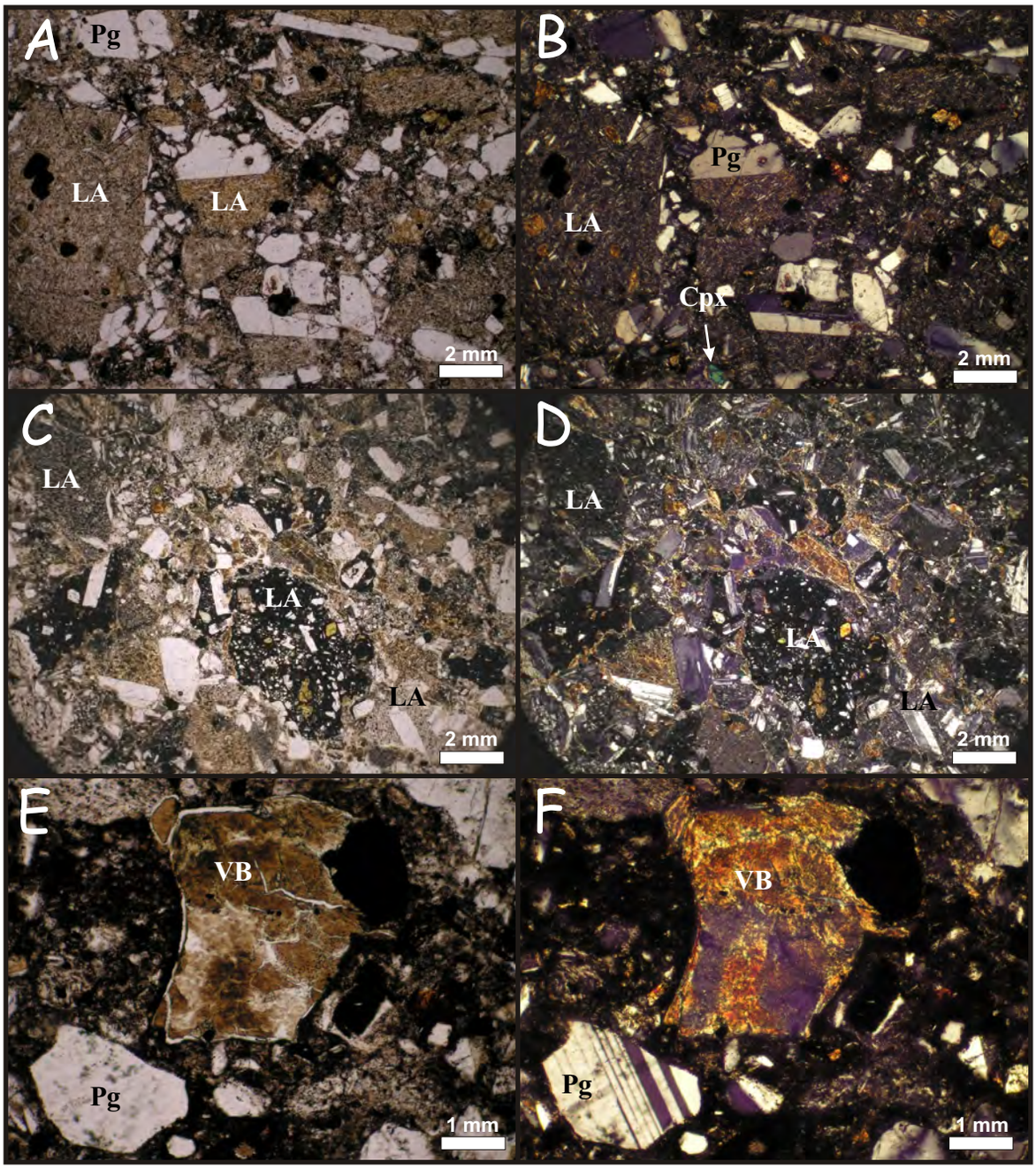

Figura 3.55. Microfacies de rocas epiclásticas monomícticas andesíticas con fracturas en rompecabezas (REMAjs). A y B) Se muestra la matriz monomíctica con homogeneidad textural. (LA = litoclastos andesíticos, Pg = cristaloclastos de plagioclasas y Cpx cristaloclastos de clinopiroxenos). C y D) Se exhibe la matriz monomíctica con litoclastos de diferentes texturas y alteraciones. E y F) Se muestran vitroclastos blocosos (VB) encontrados de manera escasa en estas microfacies.

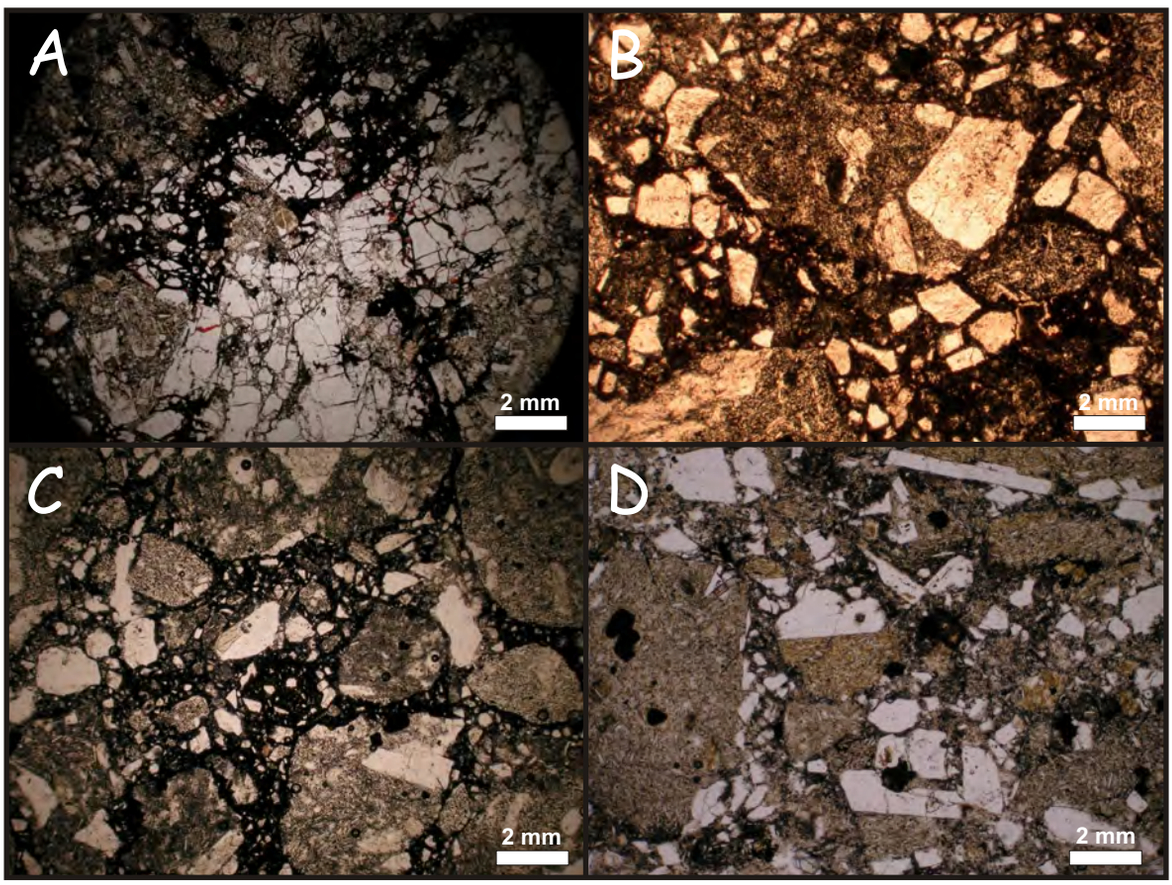

Figura 3.56. Grados variables de fragmentación sedimentaria encontrada en las microfacies de rocas epiclásticas monomícticas andesíticas con estructura en rompecabezas. A) Microestructuras en rompecabezas bien desarrollada, donde los clastos muestran movimiento incipiente. B y C) Se muestra un estado más avanzado de fragmentación, en donde los neoclastos comienzan a separarse más y donde la estructura en rompecabezas es menos frecuente. D) Caso extremo de fragmentación donde la estructura en rompecabezas se presenta escasamente desarrollada.

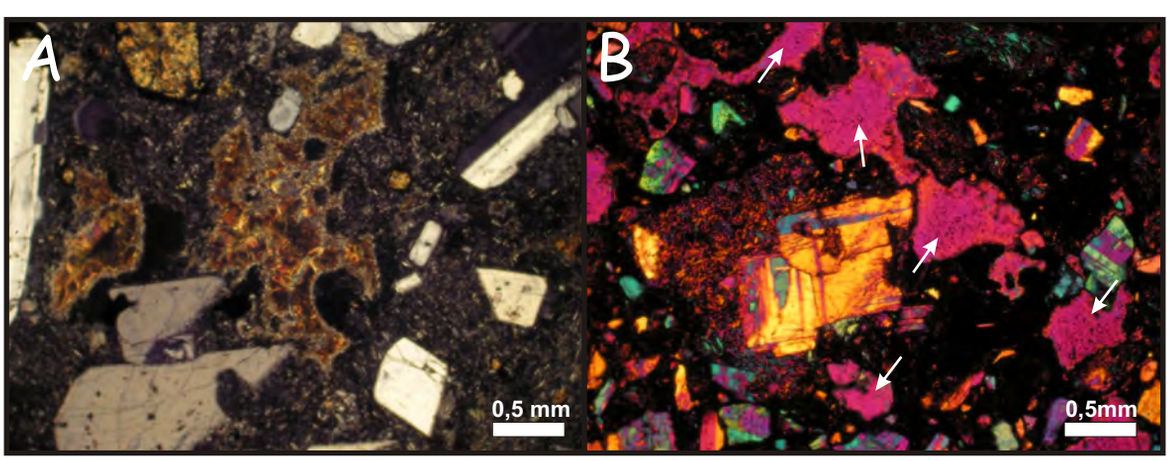

Figura 3.57. Estructuras de disolución y relleno en las microfacies de rocas epiclásticas monomícticas andesíticas con fracturas en rompecabezas (REMAjs). A) Disolución y relleno de material arcilloso. B) Disolución y generación de espacios vacíos.

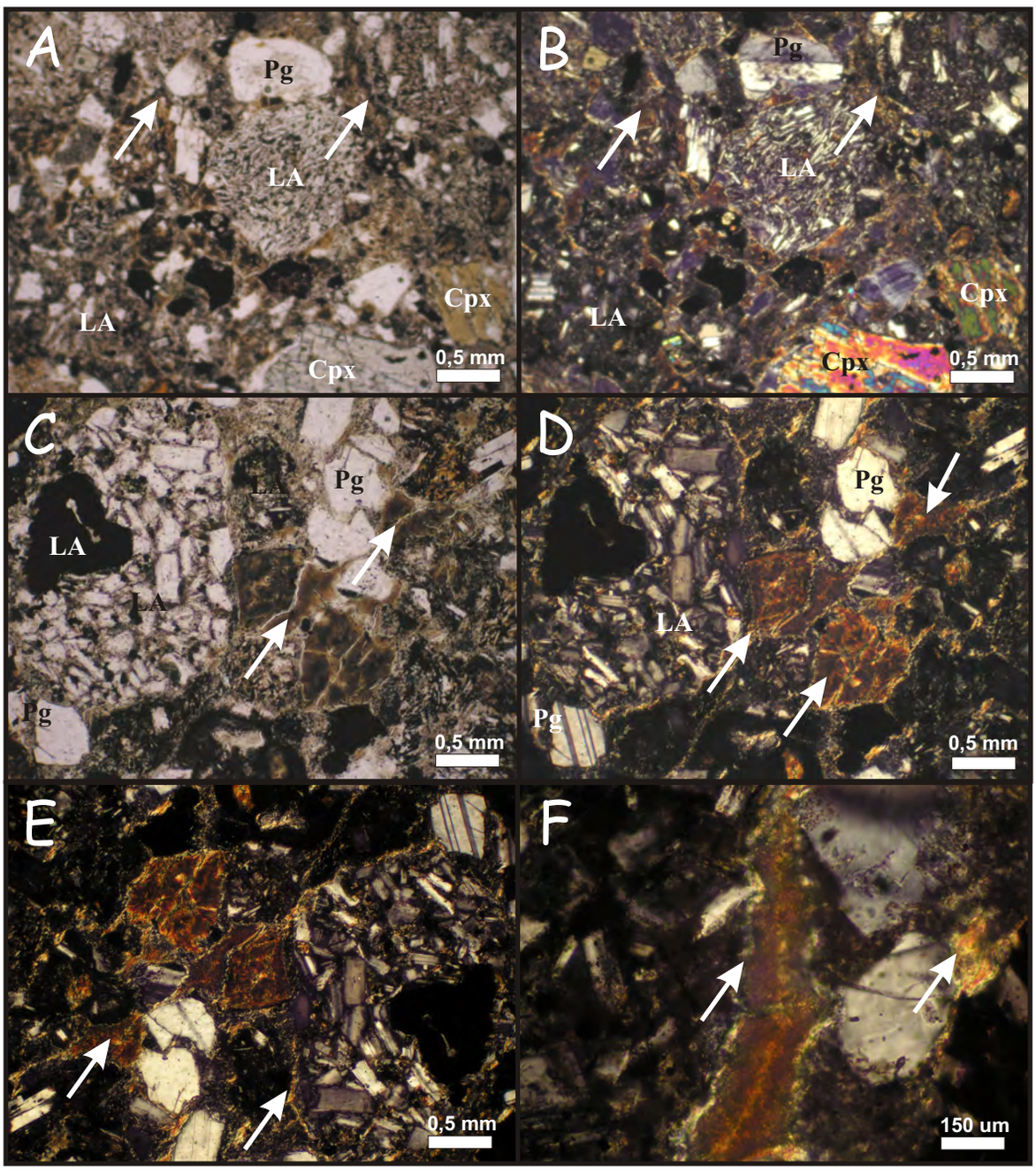

Figura 3.58. Microfacies de rocas epiclásticas monomícticas andesíticas (REMA). A, B, C y D) Se muestran los líticos volcánicos de composición principalmente andesítica (LA), los cristaloclastos de clinopiroxenos (Cpx) y de plagioclasas (Pg).E y F) Detalle del cemento de las microfacies REMA. Con flechas se marca el cemento argílico que rellena el espacio interclástico.

cristaloclastos frecuentes son cuarzo y feldespatos, encontrándose aisladamente, cuando los litoclastos de andesitas son abundantes, cristaloclastos de clinopiroxenos. Esta facies puede tener participación de fragmentos de rocas provenientes del basamento ígneo-metamófico, con abundancias de entre el 5 % y 30 %, conformados por cuarzo policristalino y litoclastos de esquistos, granitos y ortogneises (fig. 3.59B). Es importante destacar que en la columna RA 1, en los depósitos basales del Ciclo Cuyano, se han encontrado abundantes restos de valvas y fragmentos de calizas acompañando a los volcaniclastos (fig. 3.59C).

Microfacies de rocas epiclásticas de procedencia silicoclásticas (RES)

Representan a un grupo de rocas escasamente desarrollado en el área de estudio. Corresponden a areniscas y conglomerados finos que infrayacen a unidades piroclásticas al sur de la localidad de Piedra del Águila. Se componen de clastos angulosos y subangulosos entre los que predominan el cuarzo y el feldespato potásico (fig. 3.59D). El cuarzo se presenta en granos monocristalinos o policristalinos. El feldespato es dominantemente potásico, con grados variables de alteración. Entre los componentes clásticos accesorios de las areniscas se destaca la presencia de muscovita en forma de clastos fuertemente deformados por efectos de compactación física. Esta facies muestra, en general, discreta proporción de matriz arcillosa, estando cementada por incipiente crecimiento de cuarzo y abundante calcita de hábito grano y poiquiesparítico.

Consideraciones sobre las características de las rocas epiclásticas

A grandes rasgos, las características texturales primarias que dominan en las rocas epiclásticas analizadas, son litoclastos y cristaloclastos de procedencia volcánica con morfologías subredondeadas a subangulosas. Para su análisis se han organizado las microfacies de las rocas epiclásticas en función de sus características composicionales. El resultado permitió realizar algunas consideraciones sobre el origen y acotar aun más la procedencia de las diferentes microfacies. De esta manera, se han reconocido microfacies que poseen texturas monomícticas andesíticas y un grado de fragmentación incipiente, con un rango variado de texturas en rompecabezas *(REMAjs)*. Estas texturas sugieren una vinculación directa con cuerpos volcánicos de tales composiciones, en donde la mezcla de litoclastos fue entre clastos de la misma composición, pero con diferentes texturas y grados de alteración. Con respecto a los diferentes grados de microestructuras en rompecabezas, éstas indican un tipo de transporte por flujos que provocan fragmentación y dilatancia (Schneider y Fisher, 1998; Reubi y Hernandez, 2000). A su vez, también se han reconocido microfacies monomícticas que tienen una vinculación directa con los cuerpos volcánicos, pero que registran mecanismos de fragmentación, retrabajo, transporte y depositación más efectivos. Entre las últimas, se han

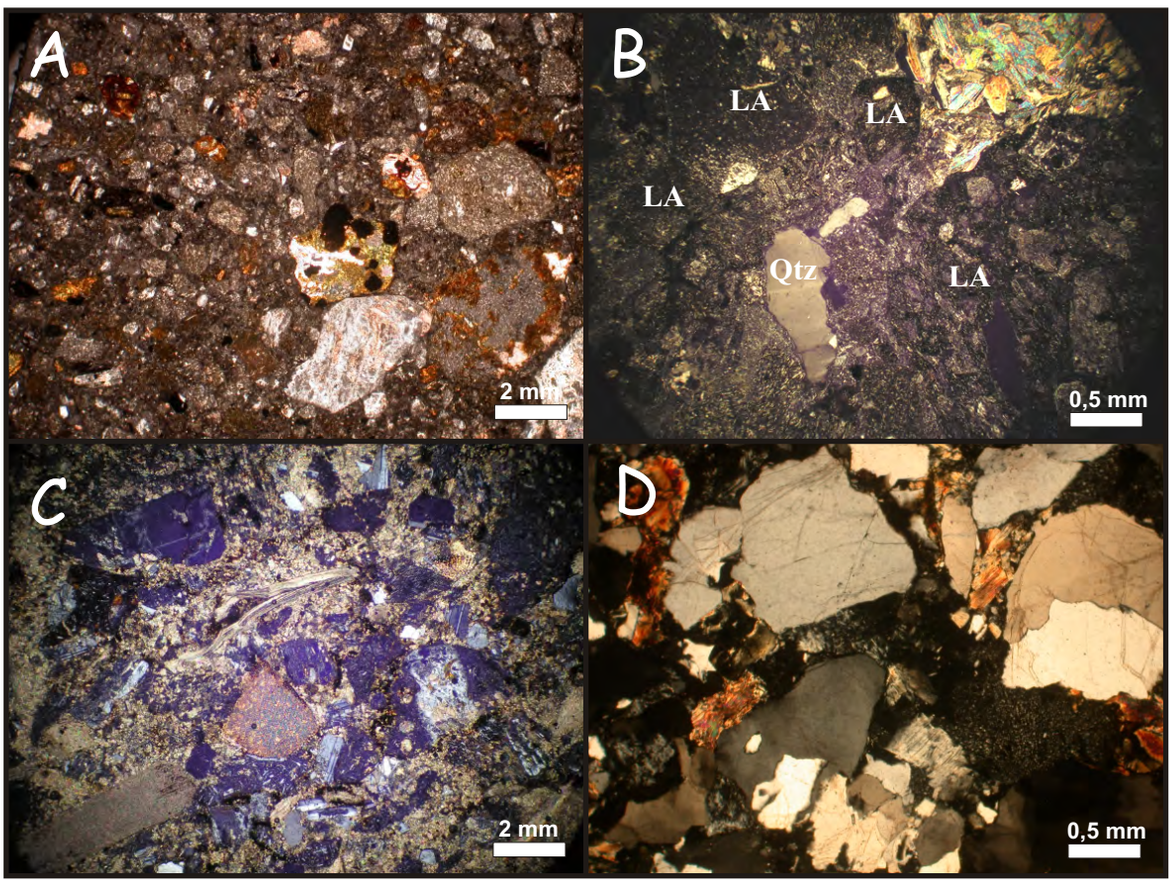

Figura 3.59. A) Microfacies de rocas epiclásticas monomícticas de composición piroclástica. B) Microfacies de rocas epiclásticas de procedencia volcánica con participación de litoclastos procedente del basamento. C) Variante de las microfacies de rocas epiclásticas de procedencia volcánica, donde abundan los restos de valvas y de calizas. D) Microfacies de rocas epiclásticas de procedencia silicoclástica.

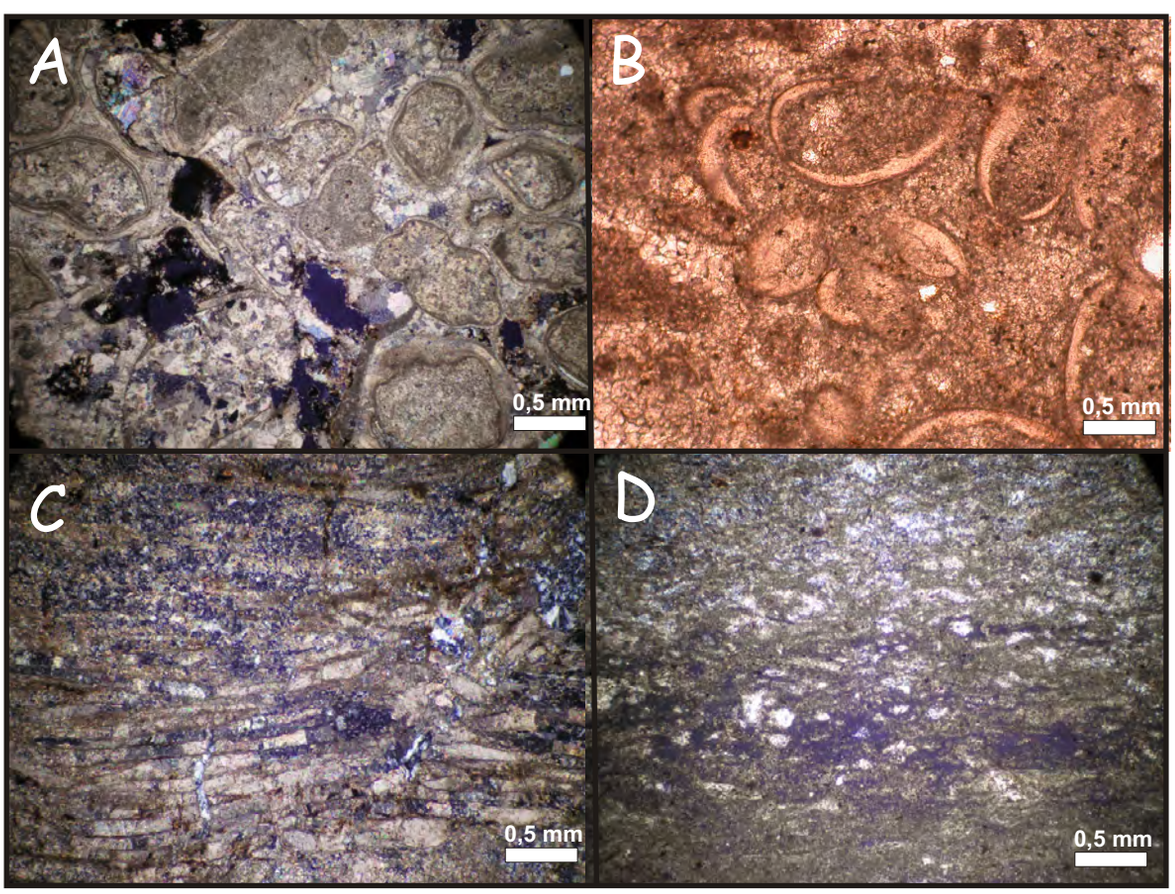

Figura 3.60. A) Microfacies de *grainstones* constituidos de peloides. B) Microfacies de *grainstones* constituidos de fragmentos de valvas. C) Microfacies de rocas carbonáticas con laminación microbial. D) Microestructura fenestral desarrollada en las microfacies de rocas carbonáticas con laminación microbial.

registrado microfacies resultado de la resedimentación de cuerpos volcánicos andesíticos (REMA) y de la resedimentación de cuerpos piroclásticos (REMP). Asimismo, se han reconocido microfacies de procedencia volcánica con un grado de fragmentación y retrabajo avanzado (REV), constituidas por una mezcla de detritos de diferentes orígenes y composiciones, en ocasiones con participación de materiales provenientes del basamento. Las facies REV evidencian periodos largos de degradación del ambiente volcánico probablemente con áreas de aporte integradas. Por último, la presencia de microfacies de rocas epiclásticas silicoclásticas (RES) sugiere procesos de transporte discretos de los materiales clásticos y una procedencia cortical de carácter local, vinculada con la denudación del basamento ígneo-metamórfico.

Desde el punto de vista de los procesos post-deposicionales, los diferentes tipos de cementos (silíceos, argílicos, clorita-esmectita y ferruginosos), son típicos de rocas volcánicas en estadios de diagénesis tempranos. Estas observaciones coinciden con los tipos de fábricas post-depositacionales encontradas, donde los empaquetamientos se desarrollan con contactos generalmente tangenciales o rectos y minoritariamente flotantes y cóncavo-convexos, evidenciando poco sepultamiento (Scasso y Limarino, 1997). Fábricas de alteración química solo fueron encontradas en casos aislados, especialmente en las microfacies REMAjs, entre las cuales se destacan estructuras de disolución y disolución y relleno asociadas a soluciones hidrotermales (Mc Phie *et al.*, 1993; Gifkins *et al.*, 2005).

3.3.4) Análisis microscópico de las rocas carbonáticas

Microfacies de rocas carbonáticas de grainstones (RCG)

Se trata de *grainstones* constituidos mayoritariamente por peloides de ente 1 mm y 0,2 mm (fig. 3.60A), fragmentos de valvas (fig. 3.60B), intraclastos carbonáticos de textura interna no reconocible o intraclastos de microfacies con laminación algal. Minoritariamente se encontraron ooides de tamaños similares a los peloides. Los materiales esqueletales y no esqueletales se encuentran de manera flotante, cementados por dos estadios, el primero aparece como corona rodeando los clastos, mientras que el segundo se muestra como un cemento de tipo esparítico en mosaico.

Microfacies de rocas carbonáticas con laminación microbial (RCLM)

Se muestran como láminas de material micrítico constituido por carbonato de calcio o dolomita, parcial o totalmente silicificado. Las láminas se presentan irregulares, con espesores de 100 micrones a 300 micrones y lateralmente discontinuas (fig. 3.60C). Esta facies presenta

microestructura fenestral de tipo irregular, conformada por “ojos” rellenos de cemento esparítico, distribuidos al azar o siguiendo la laminación primaria (fig. 3.60D).

Microfacies de rocas carbonáticas mudstone (RCM)

Se caracterizan por laminas de material carbonático micrítico en niveles de 0,2 mm a 1 mm, las cuales en ocasiones se intercalan con niveles constituidos de material carbonatico, pero con abundante participación de material volcaniclástico conformado de cristaloclastos de cuarzo, feldespatos y líticos de rocas volcánicas.

Consideraciones sobre las características de las rocas carbonáticas

Las microfacies de rocas carbonáticas de *grainstones* (RCG), sugieren un aporte clástico restringido. Los componentes no esqueletales peloideos, indican sedimentación en zonas protegidas de baja energía, mientras que los componentes no esqueletales con laminación microbial y ooides encontrados excepcionalmente, demuestran mayor energía de los ambientes. (Tucker, 2001). La cementación de esta facies de tipo “en anillo” y calcita esparítica ecuante, es típica de zonas meteóricas (Adams *et al*., 1984; Tucker, 2001), mientras que la cementación por sílice, al igual que la dolomitización, puede ocurrir durante la diagénesis temprana o tardía (Tucker, 2001). La microfacies de rocas carbonáticas con laminación microbial (RCLM), indica la existencia de condiciones propicias para la proliferación de microorganismos bioconstructores (aguas someras y poco aporte clástico). Según Tucker (2001), la textura fenestral irregular, puede ser producida de manera sindepositacional o durante la diagénesis temprana, por el entrampamiento de gases en sedimentos carbonáticos que están sometidos a la desecación.

3.4) Análisis litogeoquímico

3.4.1) Introducción

A los efectos de discriminar las rocas volcánicas y piroclásticas del Ciclo Precuyano desde el punto de vista litogeoquímico, y de evaluar el tipo de asociación petrotectónica y la fuente, se realizó un muestreo de las unidades más representativas del relleno precuyano (fig. 3.61). Se recolectaron nueve muestras del Ciclo Precuyano, en diferentes sectores del área de estudio, de rocas que petrográficamente habían sido clasificadas como andesitas, lavas riolíticas-dacíticas e ignimbritas riolíticas-dacíticas. En el área de Sañicó, se tomaron dos muestras de los tramos basales, tres muestras de la parte media y una muestra de la parte superior del Ciclo Precuyano (fig. 2.1). En la parte oriental del área de estudio se tomaron dos muestras en la parte basal del Ciclo Precuyano en el área de Piedra del Águila y una muestra en la parte superior en el Cerro Zaina Yegua. Los resultados obtenidos se muestran en la figura 3.62.

Lugar	X	Y	Roca	Código
Piedra del Águila	70° 3'42.80"O	40° 2'41.20"S	ignimbrita soldada	PDA_M2
Piedra del Águila	70° 5'5.44"O	40° 5'7.71"S	ignimbrita	PDA_M1
C° Zaina Yegua	70°15'03.9"O	40° 9'45.1"S	lava andesísitica	ZY-S
N del C° Corona	70°22'59.90"O	40° 9'00.38"S	lava andesítica	SE-SN_I2
N de Sañicó	70°28'40.7"O	40° 5'14.7"S	riolita intrusiva	N-SN_M
N de Sañicó	70°31'40.2"O	40° 2'19.9"S	lava andesítica	SE-SN_I1
NE del C° Corona	70°23'37.95"O	40° 9'44.66"S	domo riodacítico	SE-SN_M1
SW de Sañicó	70°26'9.14"O	40° 7'43.19"S	lava andesítica	W-SN_S
NE del C° Corona	70°23'38.09"O	40° 8'58.86"S	pómez en ignimbrita	SE_SN_M2

Figura 3.61. Coordenadas donde tomaron las muestras para el análisis litogeoquímico.

3.4.2) Organización de los datos geoquímicos

Los resultados de los análisis geoquímicos (véase anexo III) fueron tabulados y recalculados a base anhidra. En cada muestra se incorporaron los datos provenientes del análisis de microfacies, tipo de alteración y paragénesis de alteración proveniente del análisis petrográfico y de difracción de Rayos X. Posteriormente, con el fin de evaluar la movilidad de los elementos en función de los diferentes tipos de alteración, se efectuaron diagramas de variación para los principales elementos mayoritarios *versus* SiO_2 (fig. 3.63) y para LOI *versus* SiO_2 (fig. 3.64). Una vez identificada la impronta de la alteración en las muestras, y si era viable la utilización de determinados elementos, se procedió con el desarrollo de diagramas de discriminación típicos: *Total sílice alkalí* (TAS), AFM., *Spider* y diagramas bivariados basados en elementos inmóviles (fig. 3.65, 3.66, 3.67, 3.68 y 3.69).

	SE SN I1	SE SN I2	N SN M	SE SN M1	PDA M	SE SN M2	PDA I	ZY S	W SN S
Clasificación Petrográfica	andesita	andesita	riolita	riodacíta	ignimbrita riolítica	ignimbrita riodacítica	ignimbrita dacítica	andesita	andesita
Microfacies	RVA	RVA	RVR	RVR	IgnD	IgnSA	IgnSA	RVA	RVA
análisis de RX	Sm, K, Chl	Cli, Ca,Sm, Chl,IS	K,IS,I	Cli, Py,Sm, K,Chl,I	Sm, K	Cli, Sm, I	Cli, Sm, I	Py,Cli, Sm, IS, I,Ca	Cli, Py,Sm,I,IS
Alteración	argílica débil	argílica moderada	silicificación penetrativa	silicificación penetrativa	silicificación penetrativa	alteración argílica sericítica avanzada	alteración argílica sericítica avanzada	argílica moderada a fuerte	argílica moderada a fuerte
LOI	**3,04**	**5,65**	**1,4**	**3,76**	**2,39**	**7,07**	**2,97**	**4,40**	**2,49**
Reca cu ados a base anh dra									
SiO2	61,47	57,84	75,58	72,94	80,56	74,06	73,41	55,65	63,95
Al2O3	18,13	18,61	13,01	14,93	10,64	15,44	14,47	17,72	16,06
Fe2O3(T)	6,11	5,24	2,72	2,05	1,21	1,86	3,16	9,67	7,55
MnO	0,18	0,13	0,03	0,04	0,02	0,05	0,02	0,16	0,08
MgO	2,79	0,39	0,18	0,35	0,21	0,63	0,38	2,73	1,12
CaO	5,33	8,84	0,56	2,69	0,49	1,56	0,65	5,08	5,64
Na2O	4,01	4,28	2,66	2,87	1,36	1,25	3,27	4,30	3,40
K2O	1,10	3,69	4,86	3,57	5,37	4,88	4,08	2,39	0,96
TiO2	0,64	0,69	0,31	0,46	0,08	0,23	0,42	1,25	0,97
P2O5	0,26	0,29	0,08	0,12	0,03	0,04	0,13	1,06	0,27
Sc	7,00	11,00	7,00	8,00	3,00	3,00	6,00	15,00	17,00
Be	1,00	2,00	1,00	2,00	2,00	2,00	1,00	3,00	1,00
V	70,00	106,00	36,00	59,00	13,00	31,00	43,00	90,00	97,00
Ba	277,00	979,00	683,00	908,00	686,00	1242,00	979,00	955,00	400,00
Sr	530,00	553,00	83,00	154,00	47,00	583,00	92,00	553,00	427,00
Y	19,00	9,00	14,00	17,00	24,00	11,00	24,00	32,00	23,00
Zr	142,00	192,00	79,00	169,00	58,00	113,00	263,00	408,00	152,00
Cr	20,00	30,00	20,00	20,00	30,00	20,00	20,00	40,00	30,00
Co	9,00	10,00	4,00	4,00	1,00	213,00	6,00	28,00	15,00
Ni	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	300,00	50,00	20,00	< 20
Cu	10,00	30,00	10,00	10,00	10,00	20,00	10,00	60,00	20,00
Zn	70,00	110,00	40,00	80,00	30,00	50,00	60,00	150,00	70,00
Ga	19,00	22,00	14,00	19,00	13,00	15,00	17,00	24,00	18,00
Ge	2,00	3,00	3,00	3,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
As	5,00	6,00	9,00	10,00	19,00	11,00	6,00	5,00	9,00
Rb	24,00	90,00	97,00	164,00	186,00	122,00	165,00	48,00	20,00
Nb	6,00	5,00	8,00	8,00	8,00	9,00	8,00	20,00	5,00
Mo	2,00	2,00	2,00	2,00	9,00	16,00	2,00	< 2	2,00
Ag	0.5	0.5	0.5	0.5	1,00	0.5	0.5	< 0.5	0.5
In	0.2	< 0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	< 0.2	0.2
Sn	1,00	2,00	2,00	3,00	2,00	1,00	2,00	2,00	1,00
Sb	4,00	5,30	7,60	9,10	5,30	5,30	9,30	2,40	4,00
Cs	0.5	1,80	0,80	4,70	2,70	1,90	2,00	0,90	0,60
La	18,60	33,30	22,20	33,90	17,70	32,90	36,70	73,90	16,80
Ce	42,60	66,40	46,30	67,50	37,30	62,80	73,90	163,00	38,20
Pr	5,82	8,19	5,43	7,94	3,91	7,17	8,87	19,60	5,42
Nd	21,50	25,90	17,10	25,60	14,90	20,60	28,80	62,80	20,90
Sm	4,70	4,90	3,50	5,10	3,50	3,60	5,60	11,70	4,90
Eu	1,51	1,54	0,67	1,01	0,37	0,67	0,95	3,01	1,52
Gd	4,40	3,90	3,20	4,40	3,50	2,70	5,00	9,20	5,00
Tb	0,70	0,50	0,50	0,70	0,60	0,40	0,80	1,30	0,80
Dy	4,00	3,00	3,40	3,90	4,00	2,50	4,90	6,90	4,60
Ho	0,80	0,60	0,70	0,80	0,90	0,50	1,00	1,30	1,00
Er	2,60	1,70	2,30	2,30	2,70	1,40	3,20	4,00	3,00
Tm	0,40	0,25	0,36	0,34	0,42	0,21	0,50	0,58	0,45
Yb	2,60	1,60	2,40	2,10	2,70	1,30	3,30	3,60	2,80
Lu	0,40	0,24	0,37	0,32	0,39	0,20	0,51	0,52	0,42
Hf	4,10	5,50	3,10	5,00	2,50	3,40	7,90	9,40	4,30
Ta	0,40	0,30	0,80	0,90	1,00	0,70	0,80	1,10	0,30
W	1,00	2,00	1,00	1,00	3,00	2,00	1,00	< 1	1,00
Tl	0.1	0,30	0,80	1,20	1,00	1,30	0,90	< 0.1	0.1
Pb	5,00	23,00	40,00	53,00	37,00	21,00	34,00	9,00	6,00
Bi	0.4	0.4	0,40	0,40	4,50	1,80	0.4	0.4	0.4
Th	2,50	5,30	7,70	10,90	10,00	16,40	13,20	3,60	2,00
U	0,70	1,10	1,50	2,50	2,40	2,80	2,10	0,60	1,10

Figura 3.62. Resultado del análisis geoquímico. Cli: Clinoptilolita, Ca: Calcita, Sm: Esmectita, Ch: Clorita,I: Illita, K: Caolinita, Py: Pirita.

3.4.3) Consideraciones generales acerca de la geoquímica del Precuyano

El estudio litogeoquímico de las rocas volcánicas del Ciclo Precuyano, requiere tener en cuenta los procesos de alteración que modifican las características composicionales de las rocas volcánicas y piroclásticas. El análisis de microfacies desarrollado al comienzo de este capítulo, denota que tanto las rocas volcánicas como piroclásticas del Ciclo Precuyano estuvieron involucradas en un marco de alteración complejo, donde participaron fluidos deutéricos, hidrotermales y diagenéticos. En el presente inciso, se pondrá énfasis en las variables que condujeron a la movilización de los elementos, tomándose en sentido amplio el término alteración.

Los diagramas de variación efectuados para los principales elementos mayoritarios muestran patrones lógicos para el MgO, Fe_3O_2, Al_2O_3 y CaO cuando se los compara con el contenido de SiO_2, mientras que los álcalis muestran tendencias anormales (Na_2O) o no muestran correlación (K_2O) (fig. 3.63) A grandes rasgos, los valores obtenidos de volátiles perdidos por la ignición (LOI), denotan valores de entre 1,4 y 7,07, observándose una disminución hacia los extremos ácidos (fig. 3.64). Es importante destacar que en general, las muestras de rocas volcánicas silicificadas (RVR) y rocas piroclásticas con microfacies desvitrificadas a alta temperatura y silicificación por alteración en fase vapor (IgnD), presentan valores de LOI cercanos a los admisibles (1,4; 2,39; 2,97 y 3,76) (fig. 3.62). En cambio, la muestra SE-SN_M2 (ignimbrita con alteración argílica-sericítica; IgnSA), es la única muestra ácida que presenta valores altos de LOI, y, es la de mayor LOI respecto a todas las muestras (fig. 3.63). Estas observaciones indican que el decrecimiento del LOI frente a los valores más ácidos se asocia al tipo de alteración desarrollada (silicificación), y a pesar que el LOI alcanza valores bajos, los diagramas de variación efectuados para los álcalis indican elevada movilización (fig. 3.64). La gran variación en el LOI, entre muestras ácidas alteradas por silicificación y muestras alteradas por minerales hidratados, índica que el LOI aumenta fuertemente ante la presencia de estos últimos y disminuye en su ausencia (fig. 3.65). Por lo expuesto, se concluye que es inapropiado el uso de elementos mayoritarios para la clasificación química y discriminación petrotectónica de las rocas volcánicas y piroclásticas presentes en el Ciclo Precuyano, siendo fundamental la utilización de elementos inmóviles (Gifkins *et al.*, 2005). Esto queda evidenciado cuando se compara la clasificación entre el típico diagrama *total silice alkali* (TAS) (Le Bas y Streckeisen, 1991) y el diagrama de elementos inmóviles de Winchester y Floyd (1977). En el diagrama el TAS se observa dos campos definidos: uno mayoritariamente por traquiandesitas basálticas, andesitas y otro, por riolitas que en casos extremos alcanzan hasta 80% de SiO_2, observándose una ausencia de términos dacíticos (fig. 3.66). Esta distribución sería producida por importante silicificación y movilización de álcalis (fig. 3.66). Esta puede haber sido unas de las razones por las cuales el volcanismo del

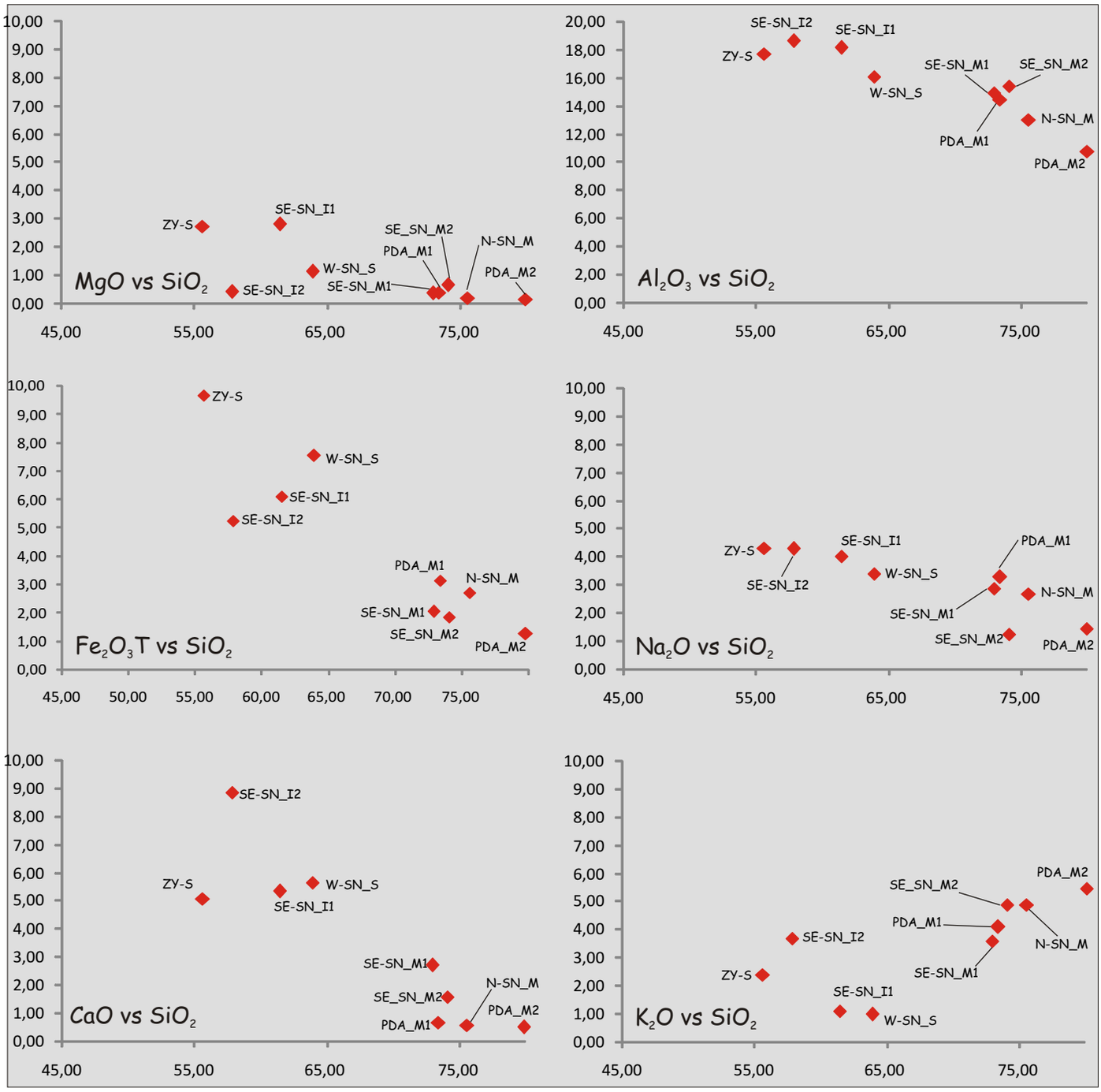

Figura 3.63. Diagrama de variación para los principales elementos mayoritarios de las rocas ígneas.

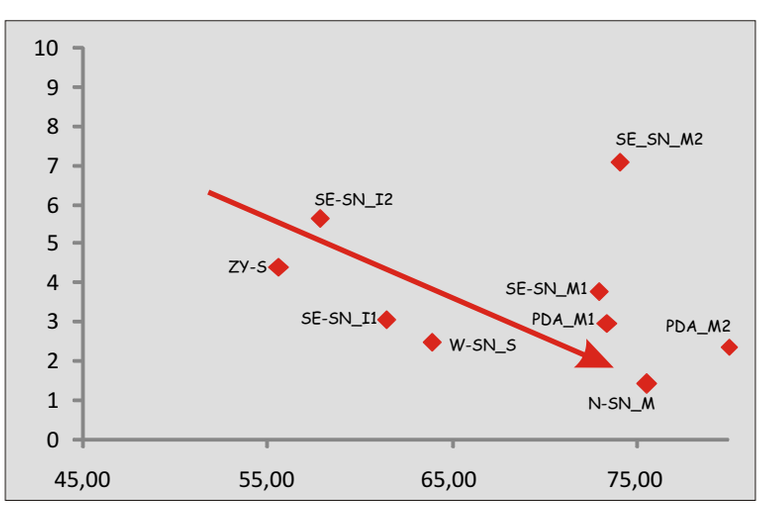

Figura 3.64. Diagrama de variación del LOI versus la sílice.

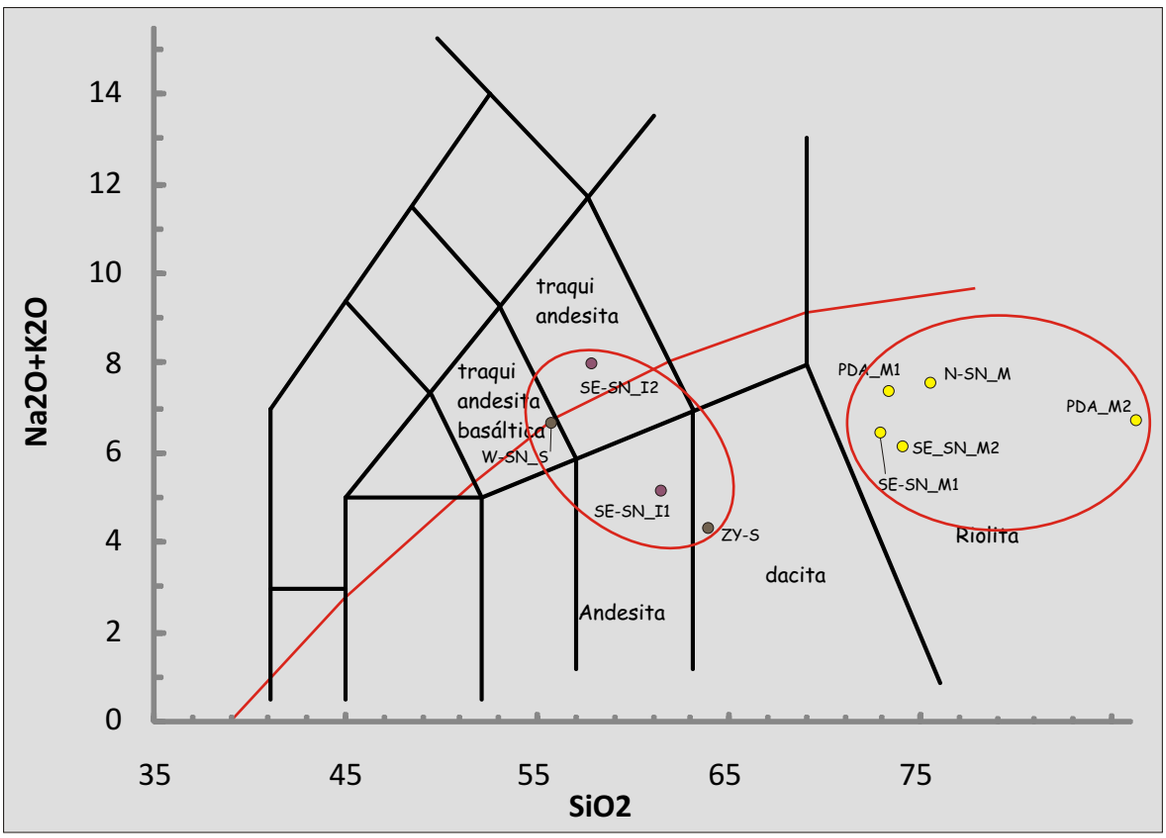

Figura 3.65. Diagrama TAS de clasificación de las rocas ígneas.

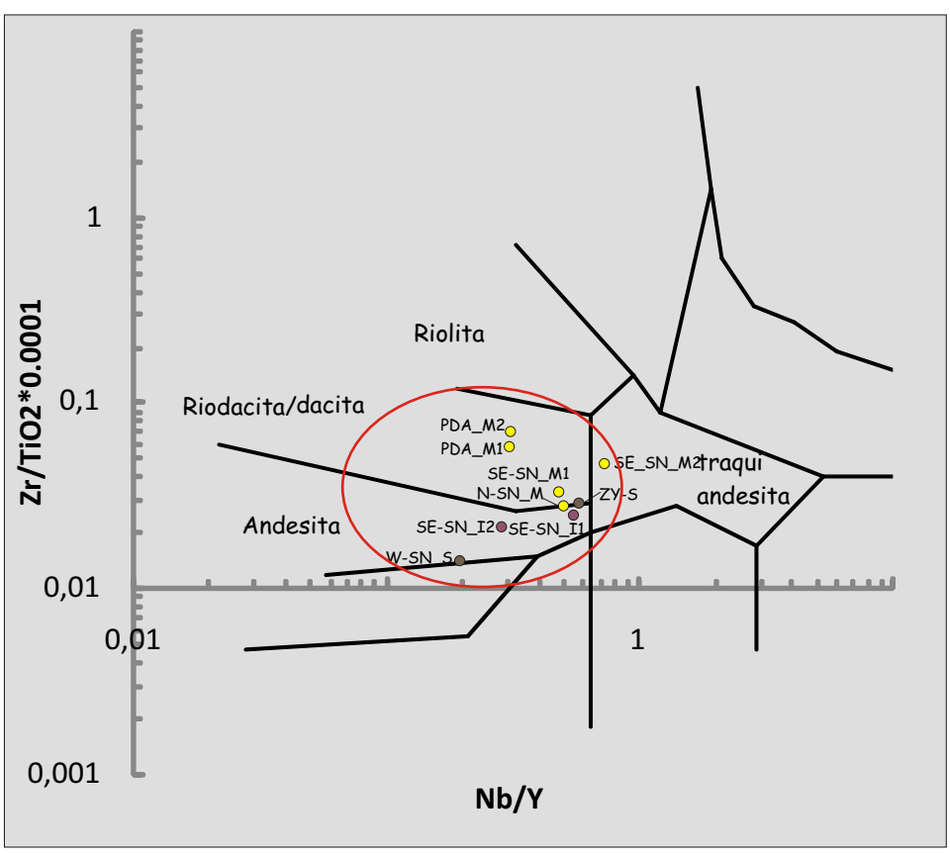

Figura 3.66. Diagrama de clasificación de las rocas ígneas de Winchester y Floyd (1977).

Precuyano fue definido históricamente como de características bimodal (Franzese y Spalletti, 2001). En contraposición, en el diagrama de Winchester y Floyd (1977), se aprecia que no existe una separación entre las riolitas y las andesitas, observándose un tren de rocas cercanas a andesitas basálticas hasta riodacítas, pasando por andesitas y dacitas (fig. 3.67). Es importante destacar que la muestra SE-SN_M2, constituida de material pumíceo procedente de un depósito ignimbrítico con valores de LOI de 7,07, en este diagrama se dispone en el campo de las traquiandesitas. Esto indica que si se obtienen elevados valores de LOI se debe tener mucha cautela con la interpretación de los datos geoquímicos, ya que inclusive se pueden movilizar los elementos más inmóviles (fig. 3.67).

Respecto a los diagramas de discriminación de asociaciones petrotectónicas, por los motivos anteriormente expuestos se sugiere no tener en cuenta el diagrama AFM. (fig. 3.67) (Irvine y Baragar, 1971). Para esta tarea se utilizó el diagrama Zr *versus* Y (MacLean y Barrett, 1993), donde se aprecia un clara tendencia subalcalina para las rocas volcánicas y piroclásticas del Ciclo Precuyano, mayoritariamente calcoalcalinas y minoritariamente transicionales a toleíticas (fig. 3.68). Los diagramas *spider* multielemento y de tierras raras (REE) normalizado a N-MORB y Manto Primitivo (Sun y McDonough, 1989), sugieren que la secuencia volcánica en estudio presenta características comagmáticas, asociadas a la misma fuente (fig. 3.70). En el diagrama multielemento se aprecia un patrón de enriquecimiento en elementos LIL (*large-ion lithophile*) respecto a los elementos HFS (*high field strength*). El diagrama de elementos de tierras raras (REE) muestra un enriquecimiento de tierras raras livianas (LREE) respecto a las tierras raras pesadas (HREE) (fig. 3.69). Es importante destacar que el rango composicional de rocas comagmáticas, el desarrollo de texturas que indican reservorios corticales (véase apartado 3.3) y la evidencia de fragmentos de las rocas de caja en las rocas lávicas y piroclásticas, sugieren la posibilidad de que la asimilación cortical haya influido en las características geoquímicas diagnósticas de las rocas. Teniendo en cuenta que las andesitas basálticas serían los tipos litológicos menos diferenciados de este tipo de serie (Best y Christiansen, 2000), y las mismas presentan similares patrones que las rocas más evolucionadas, se infiere que el mecanismo de asimilación no fue lo suficientemente importante como para desestimar las observaciones obtenidas. Con todo, los altos valores de elementos no conservativos (LIL y LREE) y bajos valores de elementos conservativos - Ta, Nb, Zr y Y próximos a la unidad - (HFS y HREE), serían consistente con una fuente asociada a la participación de fluidos en una cuña mantélica metasomatizada (Pearce y Peate, 1995). Estas características sugieren un ambiente geodinámico orogénico relacionado a procesos de subducción-deshidratación de la placa y metasomatismo (Pearce, 1982; Pearce, 1984; Gorton y SChandl, 2000). Las similitudes de las rocas del Ciclo Precuyano con las series magmáticas orogénicas son numerosas, entre ellas se pueden destacar: la amplia variación de rocas, desde andesitas basálticas a riodacítas,

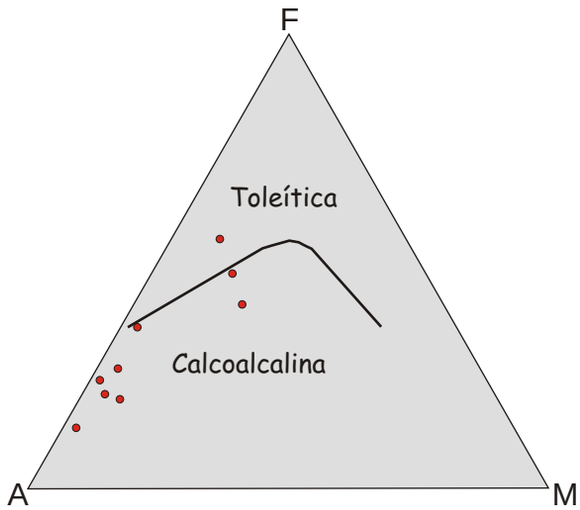

Figura 3.67. Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971) para distinguir series subalcalinas.

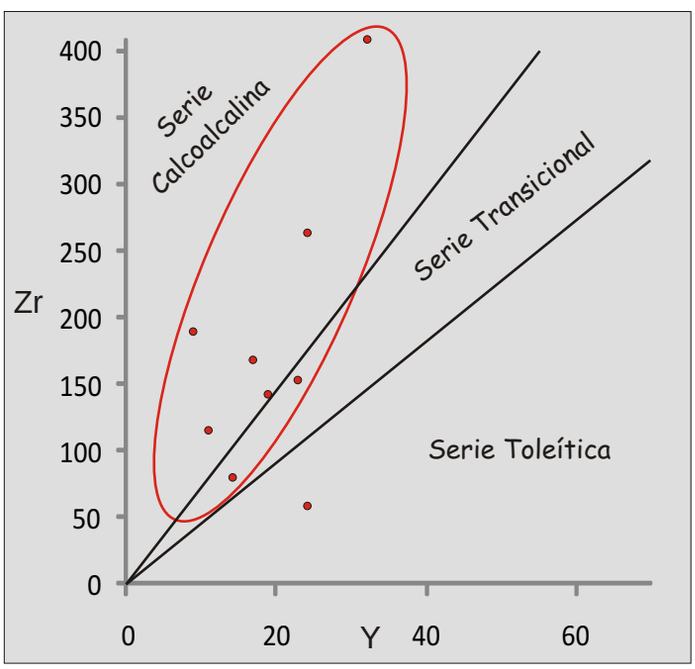

Figura 3.68. Diagrama de discriminación de series subalcalinas de MacLean and Barrett (1993).

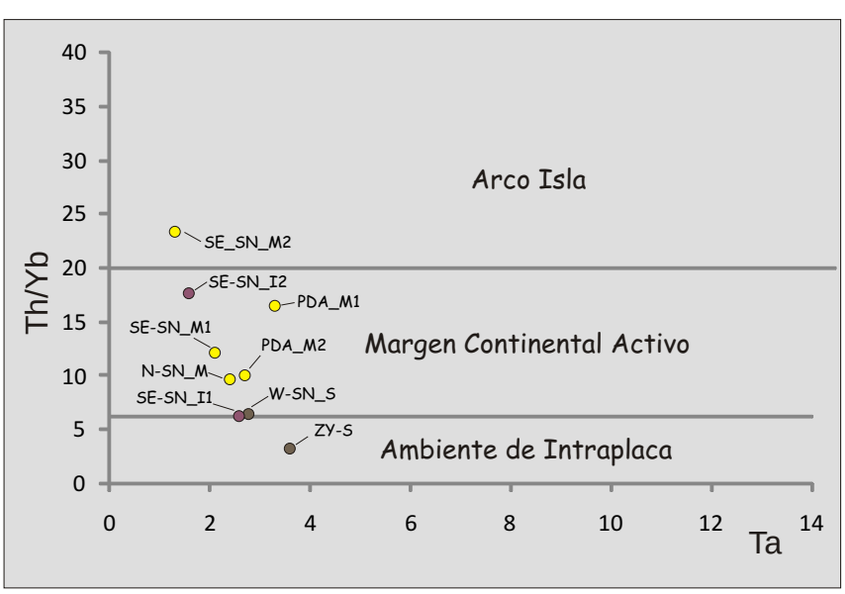

Figura 3.69. Diagrama de discriminación geotectónico de Gorton y Schandl (2000).

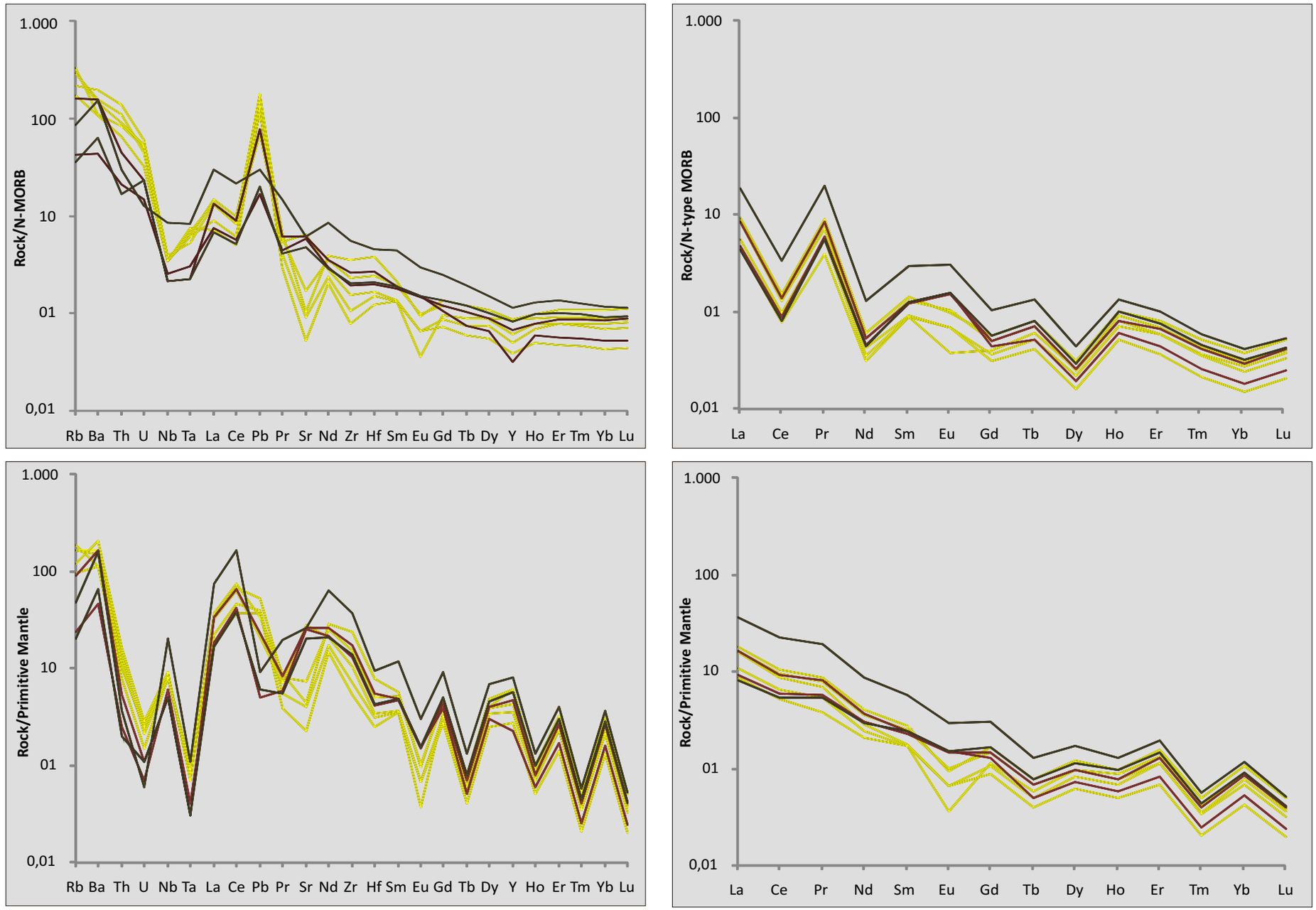

Figura 3.70. Diagramas *spider* de elementos trazas y de REE normalizados a N-MORB y manto primitivo de Sun y McDonough (1989).

con una abundancia en los exponentes intermedios; la tendencia subalcalina calcoalcalina; y el enriquecimiento en elementos litófilos (Best y Christiansen, 2000). Las interpretaciones realizadas a partir de los diagramas *spider* pueden ser constatadas cuando se realiza una discriminación del ambiente geodinámico (fig. 3.70). Gorton y SChandl (2000) proponen una clasificación para rocas intermedias y ácidas en función de elementos (Th, Yb y Ta) que se mantendrían inmóviles inclusive bajo una situación de metamorfismo. La relación promedio de Th/Yb de las rocas del Precuyano otorga valores de 12, típicos de orógenos continentales activos (fig. 3.69) (Gorton y SChandl, 2000). Sólo una muestra con una relación Th/Yb de 3,27 sería correspondiente a un ambiente de intraplaca.